

Über kretazeische Korallen und andere Fossilreste im nordalpinen Flysch.

Von Hermann Vettters.

Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren.

Im Jahre 1903 machte O. Abel¹⁾ die Mitteilung, daß am Außensaume der Flyschzone südlich vom Schloß Baumgarten (Ortschaft Ollersbach) bei Neulengbach eine Partie von bläulichem und gelbem, grobem Sandstein angelagert sei, welcher Foraminiferen enthält. Auf seiner Originalkarte ist diese Partie als Greifensteiner Sandstein eingetragen, als Fortsetzung des Zuges, welchen er auf dem Kartenblatte St. Pölten von Pyhra über Furth nach Waasen eingezeichnet hat. Auch das in unserer Sammlung befindliche Belegstück mit Foraminiferen hatte er ursprünglich als Greifensteiner Sandstein bezeichnet.

Von den Foraminiferen hatte R. Schubert folgende Bestimmungen gegeben:

„1. *Alveolina* spec. — Durch ihr spindelförmiges, dünnes Gehäuse an jungeozäne Typen aus Dalmatien (*A. bacillum* Stache) erinnernd.

2. *Orbitoides* spec. — Ein korrodiertes Exemplar läßt anscheinend hexagonale Mediankammern erkennen; danach dürfte eine *Lepidocyclina* vorliegen. Dem Äußeren anderer Exemplare nach zu schließen, könnte *Lepidocyclina burdigalensis* Gümbel in Frage kommen, die Gümbel aus „mitteltertiären“ Schichten beschreibt. *Lepidocyclina* ist bisher nur aus dem Oligozän und Miozän bekannt.“

Abel glaubte dem Vorkommen von *Lepidocyclina* mehr Bedeutung beimessen zu müssen, und nahm daher schließlich an, daß der Sandstein aquitanischen Alters sei und mit den lockeren Sandsteinen in Verbindung stehe, welche petrographisch vollkommen mit den Melker Sandsteinen übereinstimmen.

Gelegentlich der Neuuntersuchung der Neulengbacher Gegend²⁾ habe ich auch das von Abel gesammelte Gestein näher untersucht.

Es ist ein lose gefundenes Geröllstück, welches nach Abels Zettel im Dambachgraben westlich der Linie Theisl—Kreuthof gefunden wurde. Die stark verwitterte leicht hräunlich gefärbte Oberfläche zeigt rundliche und eckige, lichte Quarzkörner von 1 bis 2 mm Durchmesser, selten sind längliche Splitter eines grünlichgrauen phyllitähnlichen Schiefers. Das größte zeigte 10×3 mm Durchmesser. Zahlreich sind organische Reste, darunter mehrere stark verwitterte Orbitoiden, 2 Alveolinen und ziemlich häufig kleine Trümmer von Korallenstücken.

Da nach den verwitterten Gesteinsoberflächen noch nicht entschieden werden konnte, ob man — von dem für den Melker Sand ungewöhnlichen

¹⁾ Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. Geol. R. Anst. LIII. 1903. S 116.

²⁾ Göttinger und Vettters. Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jahrb. d. Geol. B. Anst. LXXIII. 1923.

Reichtum an organischen Detritus abgesehen — nach dem Gesteinscharakter unser Stück mit Melker Sandstein oder besser mit einem Flyschsandstein vergleichen sollte, ließ ich es zersägen, um vor allem die Natur des Bindemittels zu erkennen. Der Durchschnitt zeigte nun, daß keine Ähnlichkeit mit Melker Sandstein besteht. Die Quarzkörner, welche die Hauptmasse des Gesteins bilden, sind nämlich durch ein dichtes, leicht gelblichgraues, stark kalkiges Bindemittel ziemlich fest verbunden. Außer Quarzkörnern kommen untergeordnet auch kleine, ganz abgerollte Stückchen von grauem, feinkörnigem tonigem Sandstein vor, mit 2 bis 4 mm Durchmesser, und noch untergeordneter winzige Splitter von dunklem graphitischem Phyllit. Auch ein stark kaolinisiertes eckiges Korn von Granit mit dunklen Glimmern oder Hornblenden, welches 3 mm Durchmesser besitzt, war erkennbar. Von organischen Einschlüssen fallen außer dem schon erwähnten Korallenzerreißel und Orbitoiden besonders Lithothamniengrus auf. Am auffallendsten war aber ein größeres, vollständig gerundetes Geröllstück eines Korallenstockes mit 30×35 mm Durchmesser.

Der Gesteinscharakter ist der eines grobkörnigen Greifensteiner Sandsteines und erinnert an den grobkörnigen Sandstein vom Kohlreitkamm südlich Anzbachs.

Herr Professor Abel, dem ich von diesem Befund Mitteilung machte, teilte mir mit, daß er seinerzeit bei St. Peter in der Au in Greifensteiner Sandstein mehrere größere Gerölle von Korallen gefunden habe. Nach einigem Suchen gelang es mir auch, dieses von Abel im Jahre 1904 gesammelte Gesteinsstück in unserer Sammlung aufzufinden. In diesem besitzt das größte Korallengeröll 35×35 mm Durchmesser bei 10 mm Dicke, das zweitgrößte 25 mm, und die übrigen 10—15 mm Durchmesser. Im ganzen sind oberflächlich sechs größere und sieben kleinere ganz abgerollte Korallentrümmer zu sehen gewesen. Nach der beiliegenden Etikette Abels wurde das Stück zwischen St. Peter in der Au und Ertl, östlich vom Piringergut, gefunden. Nach der geologischen Aufnahme O Abels zieht hier in etwa 3 km Entfernung vom Flyschrand ein schmaler Streifen Greifensteiner Sandsteines vom Rastberg zum Plattenberg, während die Hauptmasse der Flyschzone hier vom Inoceramenschichten gebildet wird.

Das Gestein ist ein grober Sandstein, welcher in kalkig-sandiger Grundmasse teils vollständig, teils nur kantengerundete Quarzkörner von Korn- bis Erbsengröße zeigt. Einzelne Körner sind schwarz, andere rot, die meisten aber wasserhell. Auffallend sind außer den erwähnten Korallengeröllen eckige und zum Teil auch gerundete Brocken von lichtgrauem Kalkmergel und blaugrauem Kalksandsteine, petrographisch ähnlich den Fukoidenmergeln und gewissen Sandsteinen der Inoceramenschichten. Auch diese Stücke besitzen Durchmesser von 1 bis 4 cm, ein Stück feinglimmerigen schiefrigen Mergels sogar 75×80 mm bei 3—6 mm Dicke.¹⁾ Es scheint demnach dieser Sandstein Aufarbeitungsmaterial

¹⁾ Zu erwähnen ist noch ein Rollstück von 1 cm Durchmesser eines kleinkaliberrigen Bohrerzes und $\frac{1}{4}$ mm großen Limonitkügelchen.

der Inoceramenschichten zu enthalten, welches weniger weit transportiert worden ist, als die wohlgerundeten Korallenstücke.

An eine tektonische Entstehung dieser groben Breccie möchte ich nicht denken, es fehlen dem Gestein alle Spuren von Pressung Quetschung oder Auswalzung, die man zumindest an den Mergelbrocken sonst sehen müßte.

Kleinere Trümmer, nicht näher bestimmbarer Korallen enthält noch ein anderes von Abel gesammeltes Gesteinsstück vom Plattenbergkamm, nämlich ein grobkörniger, muskowitzreicher Sandstein mit gerundeten 3—5 mm Kieseln, einzelnen kleinen Phyllit- (oder Glimmerschiefer)trümmern und größeren Geröllen von licht grünlichgrauem Mergel (10×16×5 mm) und feinglimmerigem, kalkigem Sandstein.

Auffallend war darin noch ein 30×15 mm großes, gerunzeltes Schalenbruchstück von einem Rudisten oder Chamiden.

Schließlich waren unter diesem Material auch zwei kleine Korallenreste, welche bei der Bischofmühle im Uritale gefunden wurden. Nach einer Etikette Abels handelte es sich um einen Block feinkörnigen, bräunlichgrauen, kalkigen Sandsteins mit feinen Glimmerpünktchen und nur sehr spärlichen Kieselkörnchen von 1 bis 1.5 mm Durchmesser. In diesem Sandstein, welcher zwei Kohlenschnüre enthielt, war eine auskeilende Lage eines harten, blaugrauen Kalksandsteines vorhanden, welcher zahlreichere größere (3 bis 5 mm) Quarzkörner und viel mehr Muskowitschuppen enthält, von dem Sandstein des Plattenberggipfels aber sich noch durch das Vorherrschen der feinkörnigen Grundmasse unterscheidet. Eine ihn begleitende noch gröbere Lage, von der ich keine Gesteinsprobe vorfand, enthielt die Korallen.

Nach diesen Proben schon ist es wahrscheinlich, daß in den groben Gesteinslagen des „Eozän“flyphzuges Plattenberg—Rastberg Korallenreste nicht so selten sein dürften, und es bei neuerlichem Suchen gelingen dürfte, noch mehr Reste zu finden.

Dies wäre um so mehr zu wünschen, als die bisher vorliegenden Reste doch nur ein unvollkommenes Bild über die Zusammensetzung und Herkunft dieser umgelagerten Korallenfauna geben.

Ehe ich im folgenden die aufgefundenen Fossilien näher beschreibe, fühle ich mich verpflichtet, meinem Freunde und Kollegen Dr. Heinrich Beck, welcher die Mikrophotographien für die beigegebenen Textfiguren und Tafelabbildungen angefertigt hat, für seine freundliche Mühewaltung herzlich zu danken.

Beschreibung der Fossilien.

Von den heiden erwähnten Vorkommen ist der Fossilinhalt des Sandsteins von Oberdambach weitaus reichhaltigerer; im Sandstein von St. Peter in der Au fand ich außer Korallengeröll nur einen Orbitoidendurchschnitt.

Foraminiferen:

Alveolina sp. Außer dem schon Schubert bekannten ausgewitterten Stück fand ich noch einen stark verwitterten Querschnitt, ein drittes Stück ist seiner Zugehörigkeit nach nicht ganz sicher.

Da eine nähere Untersuchung durch Dünnschliffe nicht möglich war, kann ich Schuberts Beschreibung wenig hinzufügen. Unsere Form ist walzenförmig, 1·25—1·5 *mm* dick, bei einer (wegen unvollständiger Erhaltung nur beiläufig bestimmbarer) Länge von 10 *mm*, Oberfläche nicht erhalten. Zahlreiche feine Längsstreifen erweisen sich bei starker Vergrößerung als aneinandergereihte punktförmige Kammern. Die Zwischenräume zwischen den Kammerreihen sind etwa sechsmal so breit als die Kammern, die Scheidewände der einzelnen Kammern dagegen gleich breit den Kammern, die Länge der Kammer zwei- bis dreimal so groß als die Breite. Kammerlänge 0·015—0·02 *mm*, Breite 0·007 *mm*, Zwischenräume 0·04 *mm*.

Ein Vergleich mit den von G. Stache hinterlassenen Originalen der von ihm seinerzeit neu aufgestellten, aber nicht beschriebenen neuen Arten, bestätigte Schuberts Ansicht. Unser Stück läßt sich äußerlich mit den ganz dünnen, kleinen Formen vergleichen, welchen G. Stache den Namen *Alveolina bacillum* gegeben hatte.

Diese Art ist im Jungeozän Dalmatiens häufig.

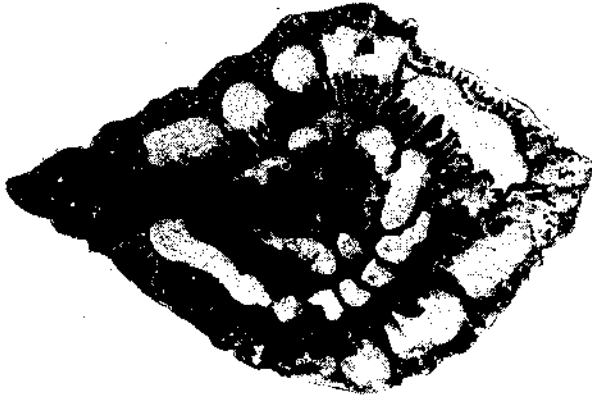


Fig. 1. *Siderolithes calcitrapezoides* Lam. Etwas schräger Schnitt zur Basis durch eine zweistrahlige Form aus dem Dambachgraben. Vergr. 30.

Siderolithes calcitrapezoides Lam.

Siderolithes calcitrapoides Lamark. Syst. anim. sans vertèbres Paris 1801. S. 376; Hist. nat. des anim. sans vert. VII. 1822. S. 624.

Siderolithes calcitrapes Montfort. Conchyl. systématique Paris 1808. S. 151, Fig. a.

Siderolithes calcitrapoides Bronn. Syst. urweltl. Conchyl. 1824. S. 7, Tf. 1, Fig. 21.

Siderolina calcytrapoides DeFrance. Diction. d. sciences nat. Paris 1827. Vol. XLIX. S. 98, Tf. 23, Fig. 7.

Siderolina calcitrapoides Orbigny. Tabl. method. d. l. classe de Cephalop. Ann. scienc. nat. VII. Paris 1826. S. 297.

Sideroporus calcitrapa Bronn. Syst. urweltl. Pflanzentiere. Heidelberg. Min. Zeitschr. 1826. S. 31, Tf. 7, Fig. 12.

Siderolithus calcitrapoides Bronn. Lethaea geognostica. Stuttgart 1837, S. 712 und 1852. II. Bd. S. 83, Tf. 33, Fig. 17.

Calcarina trapezoides ReuB. Paläontol. Beitr. Foraminifer. a. d. Kreide von Maastrich. Stzb. Akad. d. W. Wien, M. n. Kl. XLIV/1. 1861. S. 315, Tf. IV, Fig. 16. Egger. Foraminiferen a. d. Kreidemergeln d. oberbayr. Alpen. Abh. bayr. Akad. d. W. München, M. ph. Kl. XXI. 1902, S. 167, Tf. 17, Fig. 18 u. 32. Tf. 22, Fig. 36.

Schwager. Foram. a. d. Eozänabl. d. Libyschen Wüste. Paläontogr. XXX/1. Kassel 1883. S. 136, Tf. 29, Fig. 1.

Siderolithes calcitrapezoides u. a. Spez. Osima. Genere Siderolithes. Atti r. acad. scienc. Torino XLII, S. 280, Tf.

Silvestri. Fossili cretac. d. l. contrada Calcasacco presso Termini Imeresi. Pal. Ital. XIV. Pisa 1908. S. 125 ff. und XVIII. 1912. S. 44 Tf. 7, Fig. 3, 4.

Weitere Literatur siehe Silvestri 1908.

Von dieser Art sind beim Durchschneiden des Gesteins vom Dambachgraben zwei kleine Exemplare sichtbar geworden. Der eine Durchschnitt (Fig. 1) zeigt einen breitspindelförmigen Umriß mit 2·2 mm Länge und 1·5 mm Breite. Der Schnitt ist wenig schräg zur Basis durch die Kammern



Fig. 2. *Siderolithes calcitrapezoides* Lam. Schräger Schnitt durch eine vierstrahlige Form aus dem Dambachgraben. Vergr. 30.

geführt, so daß der eine Stachel fast der Länge nach getroffen bis nahe zur Mitte der Kammern, der gegenüberliegende Stachel dagegen nur am äußeren Rand des Gehäuses sichtbar ist. Mehr als zwei Stacheln sind nach dem Verlauf der Kammerspirale nicht vorhanden. Von den Kammern sind $1\frac{1}{2}$ Spiralumgänge deutlich sichtbar, die innere Partie undeutlich. Die Kammern, deren Breite 0·07—0·19 mm betragen, zeigen im Schnitte einen bald mehr rundlichen, bald mehr vierseitigen bis langgestreckten Umriß. Die Scheidewände sind dünn (etwa 0·04 mm), die Zwischenräume zwischen den Umgängen ziemlich dick 0·07—0·15 mm. Die groben, siebförmigen Kanäle der Außenwand sind deutlich zu erkennen.

Das zweite Exemplar (Fig. 2), welches von einer vierstrahligen Form stammen dürfte, besitzt 1·3 mm Durchmesser. Der Schnitt läuft schräg durch die Kammern, trifft nur zwei ungefähr rechtwinkelig zueinander gestellte Stacheln, deren langgestreckte Skelettfasern fast bis zur Mitte reichen, während die gegenüberliegende Seite einen halbkreisförmigen Umriß zeigt.

Von den Kammern sind gleichfalls $1\frac{1}{2}$ Spiralumgänge deutlich. Ihre Form ist im Schnitt unregelmäßig, im äußern Umgang mehr langgestreckt und ründlich, im innern Teil meist schmal. Wandporen deutlich sichtbar. Osimo hat von dieser Gattung mehrere neue Arten aufgestellt, welche aber Silvestri wieder mit der sehr vielgestaltigen Art von *Siderolithes calcitrapezoides* Lam. zusammenzieht. Nach Reuß kann die Zahl der Stacheln zwei bis neun betragen. Der von Reuß Fig. 1 abgebildeten zweistrahligem Form dürfte unser erstes Exemplar, der weitaus häufiger vorkommenden vierstrahligen Form unser zweites entsprechen.

Siderolithes calcitrapezoides ist aus den Kreidetuffen von Maastrich seit langem bekannt. Ferner nach Checchia, Gemellaro, Di Stefani und Silvestri aus gleichalterigen Schichten Siziliens (Borgheria, Termini Imerese) und nach Silvestri auch von Latone (Haute Garonne). In den Nordalpen sind sie von Egger aus dem Pattenauer Mergel (Disselbach, Einbachgraben) und in je einem Stücke von Jäger aus dem Orbitoidensandstein von Wördern und dem Seichtwasserkreideflysch von Sievering beschrieben worden.

Nach Schwager tritt sie auch im Eozän der Libyschen Wüste vereinzelt auf, doch haben die späteren Autoren diese Angabe nicht berücksichtigt und Silvestri hält die Gattung *Siderolithes* für ausschließlich oberkretazeisch.

Orbitoides (Lepidorbitoides) Paronai. A. Silv. Tafel IV, Fig. 1—4.

A. Silvestri: *Sulla Orbitoides socialis* Leym. Atti pontif. acc. nuov. Lincei LXI. Rom 1908. S. 18 und 99; Fossili cretac. della contrada d. Calcosacco presso Termini Imerese. Pal. Ital. XIV. 1908. S. 150, Tf. 20, Fig. 5 u. 6; Nuove notizie sui fossili cretacei d. c. d. Calcosacco. Pal. Ital. XVIII. 1912, S. 35.

R. Jäger: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen d. Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, VII. 1914. S. 158, Tf. V, Fig. 5.

In dem Gestein aus dem Dambachgraben sind Orbitoiden nicht selten. R. Schubert lagen für seine Bestimmung drei ausgelöste Stücke und ein median durchgebrochenes, stark angewittertes Stück vor. Nach diesem Durchschnitte vor allem hat Schubert die in der Einleitung angegebene Bestimmung vorgenommen.

Die genaue Untersuchung zeigte nun, daß unsere Orbitoiden mit *Lepidocyclina burdigalensis* Gümb. nicht verglichen werden kann. Schon äußerlich stimmt die Oberflächenverzierung nicht ganz überein. Nach Gümbels¹⁾ Beschreibung und den Abbildungen Schlumbergers²⁾ zeigt *L. burdigalensis* auf der Schalenmitte stark hervortretende, von den Pfeilern des Innenskeletts herrührende Warzen, gegen den Schalenrand zu aber grubige Vertiefungen und sternförmige Leisten; unsere Formen dagegen besitzen eine gleichmäßige grobe Körnelung.

1) Beitr. z. Foraminiferenfauna der nordalpinen Eozängebilde. Abh. bayer. Ak. d. W. München II. Kl. X. Bd., S. 719.

2) S. l. genre Miogypsina. Bull. soc. geol. d. France 1900. Tf. II, Fig. 11 u. 12.

Noch bedeutender ist der Unterschied im inneren Bau, den der angewitterte Durchschnitt nicht genügend erkennen ließ, den ich an einem Querschliff und einem durch eines der losen Stücke angelegten Medianschliff untersuchte. Diese Schliffe zeigen, daß unsere Stücke zu der von A. Silvestri neu aufgestellten Untergattung *Lepidorbitoides*, und zwar speziell zu *Lepidorbitoides Paronai*, Silv. gehören.

Der Querschnitt stimmt mit der Abbildung bei Jäger (Fig. 5a) und Silvestri (Fig. 6) vollständig überein. Er besitzt ca. 4 mm Länge und 1.5 mm Dicke und zeigt deutlich das Anwachsen der Mediankammern gegen den Schalenrand, die alternierende Stellung der zahlreichen niedrigen Lateralkammern und dadurch bedingt zickzack verlaufenden Scheidewände, sowie einzelne der soliden, schlanken, kegelförmigen Pfeiler.

Der Medianschliff zeigte, daß der Embryonalapparat aus zwei ungleich großen, dickwandigen, kugeligen Kammern besteht, welche sich an einer dünnen Scheidewand berühren.

Die Mediankammern zeigen die von Silvestri und Jäger beschriebene Form (parallele Seitenwände und flachbogiges Kammerdach). Ferner ist das für diese Art bezeichnende Netz von dunklen Linien recht deutlich, welches rechteckige, nach außen in drei kleine Spitzen auslaufende und innen mit entsprechender winkelige Einbuchtung versehene Maschen zeigt und daher vielfach die Zeichnungen nach Art eines breiten Efeublattes aufweist.

An die Zugehörigkeit unserer Formen zu *Orbitoides Paronai* Silv. ist daher nicht zu zweifeln.

Nebenbei seien nur noch die Hauptunterschiede der Gumbelschen Art erwähnt: rundliche Mediankammern, Lateralkammern, welche (im Meridionalschnitt) den Mediankammern an Dicke gleichkommen und durch starke Wände getrennt werden. Ferner die spiral eingerollten Embryonalkammern, deretwegen Schlumberger diese Art zur Gattung *Miogypsina* vereinigt hat.¹⁾

Lepitorbitoides Paronai wurde von Silvestri aus der Gegend von Termini Imerese beschrieben und als Dordonienform angesprochen.

Sie kommt hier in anstehenden Senonablagerungen, wie auch umgelagert im Alttertiär vor. (Silvestri Nuove notizie...). Dazu kommt noch als weiterer sizilischer Fundort Serradifalco, aus dessen Ober-senonkalk Checchia-Rispoli und Gemmellaro²⁾ eine *Orthophragmina?* *prima* beschrieben haben, welche Silvestri zu unserer Art gerechnet wissen will.

Im Wienerwald ist nach R. Jäger *Orb. Paronai* die häufigste Form im Orbitoidensandstein bei Wördern.

Zu der gleichen Art dürfte auch ein etwas schräg zu einer Meridional-ebene geschnittener Orbitoid in dem Gestein vom Piringergut (bei

¹⁾ Schlumberger. N. s. l. genre. *Miogypsina*. Bull. soc. geol. de France III. Ser. XXVII. Bd., 1900. S. 330, Tf. III, Fig. 22—25.

²⁾ Secunde nota s. *Orbitoides* del sistema Cretacea d. Sicil. Giorn. sc. nat. ed. econ. Palermo XXVII. 1908. S. 169, Tf. 2, Fig. 6, 10, 12.

St. Peter i. d. Au) gehören. Er besitzt gegen 6 mm Länge und 2 mm Breite und ähnelt durch die Beschaffenheit der Lateralkammern und die hohen wandlichen Mediankammern den oben beschriebenen Meridionalschliff. Auch die Innenskelettpfeiler sind in gleicher Weise erkennbar.

Orbitoides sp. sp.

Außer den bestimmbaren Orbitoiden der beschriebenen Art waren in dem Gestein des Dambacher Grabens noch einige Orbitoidendurchschnitte erkennbar, deren Zugehörigkeit fraglich bleibt.

Der günstigste Schliff ist etwas schräg zur Medianebene gelegen, besitzt 4 mm Länge und 2·8 mm Breite und zeigt an der stärker konvexen Seite, wo die Mediankammern getroffen sein dürften, ziemlich große rhombische, außen bogenförmig begrenzte Kammern, an der flacheren Seite (Lateralkammern) kleinere und niedrige, aber nach außen ebenfalls bogenförmig begrenzte Kammern. Die Embryonalkammern sind nicht zu beobachten.

Nach der Beschaffenheit der Kammern ähnelt unser Schliff den Schliffbildern, die Silvestri von *Orbitoides media* d'Arch, *apiculata* Schlumb. und *gensacica* Schlumb. gibt. Wahrscheinlich ist auch unser Stück ein *Orbitoides* s. str.

Ein weiterer Schliff im gleichen Gesteinsstück ist mehr randlich geführt und zeigt nur die massigen Zwischenskelettpfeiler deutlich.

Ein dritter Schliff, der wieder nahe der Medianebene verläuft, ohne aber die Embryonalkammern zu treffen, zeigt Mediankammern, die meist höher als breit sind und nach außen spitzbogig begrenzt erscheinen. Dieses Stück könnte demnach zu *Orbitoides (Lepidorbitoides) socialis* Leym¹⁾ gehören, welche Art nach Jäger auch im Kreideflysch des Wienerwaldes vorkommt.

Mollusken:

Dentalium sp. Tafel I, Fig. 1.

In dem Dünnschliffe mit dem Querschnitte von *Orbitoides Paronai* ist auch ein kleiner Querschnitt eines *Dentalium* sichtbar, welches zehn deutliche Rippen besitzt. Diese sind ziemlich scharf, die Zwischenräume ziemlich breit, flach konkav. Der Schalendurchmesser des nur sehr wenig schräg zur Schale geführten Schnittes beträgt über den Rippen 0·9—1 mm, in den Zwischenräumen 0·8—0·9 mm, der innere Hohlraum 0·5—0·6 mm. Eine Fortsetzung der Schale im benachbarten Gestein konnte ich nicht entdecken. Es bleibt daher auch fraglich, ob der Schliff einer sehr kleinen Art oder dem abgebrochenen Anfangsteil einer größeren Form angehört.

Eine genaue Bestimmung nach dem Querschnitt allein ist nicht möglich. Zum Vergleich kommen mehrere Arten verschiedener Untergattungen in Betracht: So beschreibt Sacco²⁾ zwei zehnrrippige Formen aus dem norditalienischen Jungtertiär. Eine Var. *decemcostata* von *Antale*

¹⁾ Vergl. Schlumberger. Deux notes sur les Orbitoides. Bull. soc. geol. France, 4^e Ser. II. Bd. 1902. S. 258, Tf. 6, Fig. 6 u. 7. Tf. 8, Fig. 15, 16.

²⁾ F. Sacco. Moll. d. terr. terz. del Piemonte e della Liguria XXII S. 103 und 109, Tf. VIII, Fig. 69 und Tf. IX, Fig. 56.

novemcostatum Lam. aus dem Piacenziano und Astiano. Nach Saccos Abbildung scheinen die Rippen im Vergleich zu den Zwischenräumen breiter zu sein als bei unserem Stücke.

Ferner eine Var. *decemcostata* von *Entalis taurostriata* Sacc. aus dem Helvetien. Auch bei dieser Form sind wenigstens nach der Abbildung die Rippen gröber und breiter, die eigentlichen Merkmale der Art aber sind am oberen Ende, um das es sich hier handeln müßte, nicht erkennbar.

Von alttertiären Formen: *Dentalium striatum* Sowerby¹⁾ aus dem englischen Miozän mit 10—12 scharfen Rippen am spitzen Ende und *Dentalium decagonum* Koenen²⁾ mit 10 scharfen durch breite Einsenkungen getrennte Rippen am oberen Ende, welche, wie bei der englischen Art, auf dem breiteren Schalenende flacher werden. Auch die von Koenen angegebenen Maße stimmen insoweit, als der Durchmesser des spitzen Endes mit 0.5—1.7 mm angegeben wird.

Dentalium (Entalis) Parisiense Desh.³⁾ hat gleichfalls 10—12 Rippen am spitzen Ende, die weiter oben verschwinden. Da von einem Einschnitte in unserem Schiffe nichts zu bemerken ist, müßte er über dem Schlitz geführt sein, wo aber nach den Abbildungen bereits ein größerer Durchmesser zu erwarten wäre.

Aus der Kreideformation ist mir keine vergleichbare Art bekannt. Das von Reuß⁴⁾ aus dem Pläner beschriebene fragliche *Dentalium striatum* mit 10—12 Rippen, welches Geinitz⁵⁾ als *Dentalium cidaris* neu benannte, hat nur schwache Längslinien.

Am wahrscheinlichsten ist die Zugehörigkeit zu einer der zwei erstgenannten alttertiären Arten.

Korallenreste:

Actinacis Remeši Felix. Tafel I, Fig. 5 u. 6.

1903 J. Felix. Korallen als Geschiebe im Diluvium von Schlesien und Mähren. Centralblatt f. Min. Geol. usw. 1903. S. 567, Fig. 1 u. 2.

1911 F. Trauth. D. Oberkretazeische Korallenfauna von Klogsdorf in Mähren. Zschr. d. mähr. Landesmuseums Brünn XI. 1911. S. 75, Fig. 4 Tf. IV, Fig. 1.

Bruchstücke dieser bisher nur aus Mähren bekannten Stockkoralle sind die häufigsten Fossilreste in dem mir vorliegenden Gesteinsmaterial.

Neben zahlreichen kleinen Trümmern, ist in dem Stücke aus dem Dambachgraben ein wohlgerundetes Geröll von 27 × 32 mm Durchmesser und unbekannter Dicke enthalten. In dem Stücke vom Piringergut sind außer mehreren kleineren drei größere Gerölle von 35 × 35 × 23 mm, 20 × 10 mm und 12 mm Durchmesser von dieser Art zu erkennen. Ein Querschliff durch das größte der drei letzteren Stücke zeigt einen Aufbau aus etwas gekrümmten, parallelen Lagen von meist 2 mm Dicke

1) Mineral-Conchologie. Tf. 70. Fig. 4—6.

2) Norddeutsches Unteroligozän. Abh. preuß. geol. L. Anst. X. S. 984, Tf. 59, Fig. 2.

3) Anim. sans vertèbres. S. 210, Tf. II, Fig. 17—19.

4) Versteinerungen d. böhm. Kreideformation 1845. I. S. 41.

5) Elbtalgebirge in Sachsen. Paläontographica XX. II. S. 180.

ähnlich wie die Abbildung Trauths auf Tafel IV; ein anderes in einem Schlicke sichtbares Stück von 8×12 mm zeigt einen mehr kugelig-konzentrischen Aufbau mit fächerförmig gestellten Kelchröhren.

Die Kelche besitzen beim Dambacher Stücke $1.5\text{--}1.7$ mm Durchmesser, mit $2\text{--}2.5$ mm Abstand vom Mittelpunkt. Die Septenzahl beträgt $22\text{--}24$, wobei weitaus die meisten Kelche 24 besitzen. Etwa die Hälfte der Septen ist kürzer und reicht nicht bis an die Mitte heran. Vielfach vereinigen sich die kürzeren Septen durch seitwärts Zusammenbiegen. Die durch Verstärkung der äußeren Septenenden entstandene Mauer (Pseudothek) ist auf den Schlicke meist deutlich erkennbar, während sie im Dünnschlicke infolge der starken Porosität der Wände undeutlich bleibt.

Synaptikeln zwischen den Septen sind selten, fehlen aber nicht gänzlich. Im Innern der Kelche ist eine zellig-maschige Columella vorhanden, Pfälchen dagegen sind nicht deutlich sichtbar. Meist erscheint im Querschlicke ein Maschengewebe, welches die am weitesten einspringenden Septen verbindet; dieses Maschenwerk erinnert etwas an *Actinacis retifera* Trauth, von der aber unsere Stücke sonst in allen Merkmalen verschieden sind.

Das Coenenchym erscheint im Anschlicke als ein ziemlich regelmäßiges Maschenwerk mit meist sechseckigen Elementen, ein Merkmal, welches Felix und Trauth als ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Arten aus Gosauformation (*Act. Martiniana* d'Orb. und *Act. Haueri* Reuss.) angeben.

Im Längsschlicke bildet das Coenenchym ein regelmäßiges Gitterwerk, durch Auftreten verdickter Querleisten in ziemlich gleichen Abständen. Unsere Form stimmt somit mit *Actinacis Remeši* Felix in allen wesentlichen Merkmalen überein. In den untersuchten Schlicken der Korallengerölle von St. Peter in der Au sind Kelche und Coenenchym ganz gleich gebaut nur der Durchmesser der Kelche ist etwas kleiner, in der Regel $1.3\text{--}1.6$ mm bei $1.5\text{--}2$ mm Mittelabstand. Die Zahl der Septen ist dementsprechend etwas geringer $16\text{--}18$. Die Zugehörigkeit auch dieser Stücke zu *Actinacis Remeši* ist aber nicht fraglich.

Actinacis Remeši ist bisher nur aus dem grobkörnigen bis konglomeratisch-brecciösen Sandsteine von Klogsdorf bei Freiberg in Nordmähren bekannt, wo es die weitaus häufigste Art ist, und (wohl vom gleichen Vorkommen stammend) ist sie im Diluvialschotter bei Liebisch gefunden worden. Die nächsten Verwandten sind *Actinacis Martiniana* d'Orb. und *A. Haueri* Reuss. aus den alpinen Gosauschichten und *Act. cymatoclysta* Felix aus Delatyn in Ostgalizien.

Heliopora Lindströmi Remeš. Tafel I, Fig. 7 u. 8.

1862—1863 *Chaetetes radians* Römer. Über die Diluvialgeschiebe von nordischen Sedimentgest. i. d. norddeutsch. Ebene. Zschr. d. deutsch. geol. Ges. XIV. S. 617; XV. S. 755.

1898 *Polytremacis Lindströmi* Remeš. O. zkamenělinách bludných balvanu zokoli Příbora. Věstník klubu přírodovědeckého v Prostějově. Prosnitz. I. S. 5, Tf. I, Fig. 1.

1903 *Polytremacis Lindströmi* Felix. Verkieselte Korallen als Gesch. im Diluv. v. Schlesien u. Mähren. Zentrbl. f. Min. usw. S. 574, Fig. 3, 4.

1911 *Heliopora Lindströmi* Trauth. Oberkretaz. Korallenfauna v. Klogsdorf. Zschr. mähr. Landesmus. Brünn. XI. S. 86, Fig. 5, Tf. IV, Fig. 2.

Von dieser Art wurden in dem Gestein von St. Peter i. d. Au zwei ausgewitterte Gerölle mit $13 \times 13 \times \text{ca. } 8 \text{ mm}$ und $20 \times 20 \times 16 \text{ mm}$ Durchmesser und ein nur im Durchschnitte sichtbares Bruchstück gefunden.

Die angewitterte Oberfläche zeigt in einem feintröhrigen Coenenchym größere Röhrrchen mit kurzen, angedeuteten Septen. Die Schriffe zeigen, daß die Stöcke aus mehreren miteinander verwachsenen Bündeln bestehen, deren zum Teil schwach divergierenden Polypenröhrrchen nach verschiedenen Richtungen angeordnet sind. Runde mit Gesteinsmasse erfüllte Hohlräume dürften von Böhrmuscheln herrühren.

Die Autoporen sind im Querschnitte kreisrund mit $1-1.5 \text{ mm}$ Durchmesser, ihr Abstand von den Mittelpunkten beträgt $1.5-2 \text{ mm}$. Die Pseudosepten, 14—17 meist aber 16 an der Zahl, sind kurz und erreichen meist nur ein Viertel des Autoporenradius. Eine Länge von einem halben Radius, wie sie Felix und Trauth als Maximum angeben, konnte ich bei keinem beobachten.

Die rundlichen oder abgerundet vieleckigen Coenenchymröhrrchen besitzen $0.1-0.2 \text{ mm}$, die Wandstärke beträgt etwa ein Drittel bis die Hälfte des Röhrrchendurchmessers, dazwischen treten auch stärkere Skelettpfeiler auf, um die sich gelegentlich vier oder fünf Röhrrchen herumgruppieren. Im allgemeinen zeigt die Anordnung der Coenenchymröhrrchen keine Regelmäßigkeit, außer der auch von Felix und Trauth erwähnten zufälligen sternförmigen Gruppierung bildet sich ebenso zufällig bald eine mehr konzentrische Anordnung um die Autoporen, bald eine mehr reihenförmig radiale heraus.

Sowohl in den Maßen der Autoporen, wie in der Beschaffenheit des Coenenchym stimmen unsere Formen mit der von Remeš und Felix beschriebenen *Polytremacis Lindströmi*, welche Trauth mit *Heliopora* zusammenzog, überein.

Auch ein zufällig getroffener, wenig schräger Längsschliff stimmt mit der von Felix gegebenen Abbildung gut überein.

Von *Heliopora Blainvilleana* Mich. unterscheiden sich unsere Stücke gleich den Klogsdorfern durch die geringere Wandstärke der Coenenchymröhrrchen und das Auftreten stärkerer Pfeiler.

Heliopora Lindströmi kommt mit früher beschriebener Art zusammen ziemlich häufig im Klogsdorfer Karpathensandstein vor. Auch als Geschiebe wurde diese Art unweit davon bei Hájov und Stramberg und vor längerer Zeit schon an der Oder bei Oppeln gefunden und von Roemer als *Chaetetes* angesprochen.

Die nächste Verwandte *Heliopora Blainvilleana* stammt aus der südfranzösischen Oberkreide (Turon—Senon) und den Gosauschichten.

Heliopora spongiosa n. sp. Tafel I, Fig. 9 u. 11.

Von den zwei Korallenresten, welche Abel bei der Bischofmühle im Urtale fand, gehört das kleinere Stück ($12 \times 8 \times 4 \text{ mm}$) einer von *Heliopora Lindströmi* verschiedenen Art an, für die ich unter den bisher beschriebenen Arten dieser Gattung keine vergleichbare Form gefunden habe.

Die Oberflächenbeschaffenheit des Stockes ist infolge der Abrollung und Abwitterung nicht erkennbar.

Im Längsschliffe zeigen die Autoporen einen schwach bogenförmigen Verlauf und fächerförmige Anordnung.

In Abständen von 0·4—1 mm treten dünnere, etwas konkave Querböden auf. Im Querschliffe zeigen die kleinen kreisrunden Autoporen gegen 20 kurze Pseudosepten, die nur etwa ein Zehntel des Durchmessers erreichen. Etwas längere und kürzere Septen wechseln miteinander. Der Durchmesser der Röhren beträgt 0·7—0·8 mm, ihr Abstand (von den Mitteln) 1·1—1·7 mm.

Auffallend abweichend ist aber das Coenenchym gestaltet, welches keine deutliche Röhrenstruktur zeigt, sondern eine spongiose Beschaffenheit zeigt, so daß im Querschliffe neben einzelnen Pfeilern ein unregelmäßiges maschiges Gitterwerk sichtbar wird. Im Längsschliffe ist stellenweise noch ein Vorherrschen der radialen Skelettelemente zu sehen, wodurch eine Art Gitterwerk entsteht, ähnlich wie es bei *Actinacis* zu beobachten ist.

Die Beschaffenheit der Autoporen mit deutlichen, wenn auch sehr kurzen Pseudosepten rechtfertigt die Zuteilung zur Gattung *Heliopora*; die Beschaffenheit der Coenenchyms unterscheidet unsere Art von allen aus der Literatur nur bekannten Arten.

Alter der Fauna und der Gesteine.

Von den unbestimmbaren Resten und der neuen Form abgesehen, gehören alle Korallenreste zu den zwei bisher nur von Klogsdorf in Mähren bekannten Arten:

Actinacis Remeši Felix und
Heliopora Lindströmi Remeš.

Das Alter der ziemlich artenreichen Korallenfauna des Klogsdorfer Karpathensandsteines wurde von F. Trauth nach den mit Arten der ostalpinen Gosauformation und den südfranzösischen Hippuritenkalken identen und nahe verwandten Formen, als Oberturon bis Untersenson, bestimmt. (Angoumien, Coniacien bis Santonien.)

Es liegt nahe, das gleiche Alter auch für unsere Korallenreste anzunehmen, zumal da ja auch unsere beiden Arten in den erwähnten Schichtgruppen Verwandte besitzen.

Von den Foraminiferen lassen die Orbitoiden (*Lepidorbitoides Paronai* Silv., *Lepidorb.* cf. *socialis* Legm. *Orbitoides* sens. str.) sowie *Siderolithes calcitrapezoides* Lam. auf eine jüngere Stufe, nämlich Obersenson (Ob. Campanien bis Maestrichien), schließen. Nur die letztgenannte Art reicht möglicherweise noch bis ins Eozän. Dagegen lassen sich die langgestreckten Alveolinen mit jungeozänen Formen vergleichen. Auch für das *Dentalium* fand ich nur im Alttertiär oder Jungtertiär vergleichbare Arten.

Wie schon in der einleitenden Beschreibung der Gesteinsstücke erwähnt wurde, sind die Korallenreste durchwegs stark abgerollte und gerundete Stücke. Sie rechtfertigen die Annahme, daß es sich um weiter transportierte Gerölle handelt und nicht hloß um eine lokale Umlagerung

der von der Brandung von den Riffen losgerissenen und in den benachbarten Sedimentationsraum des Flyschsandsteines eingeschwemmten Korallenrümmer, wie Trauth für das Klagsdorfer Korallenvorkommen annimmt. Die Korallenreste befinden sich ersichtlich auf zweiter Lagerstätte, in jüngeren Gesteinen.

Bei dem Gestein aus dem Dambachgraben spricht außerdem die Foraminiferenfauna für ein jüngeres Alter als Untersenon.

Da dieses Gestein neben wohlgerundeten Quarzkörnern und Korallengerus auch viel Lithothamnienrümmer enthält, größere kristalline und andere Gesteinsgerölle fehlen und nur im Schlicke kleine Stückchen zu finden sind, welche von einem Glimmerschiefer oder Phyllit zu stammen scheinen, macht unser Gestein den Eindruck eines Aufarbeitungsmaterials aus einem lithothamnienreichen Korallensandstein nach Art des Klagsdorfer.

Das nicht seltene Vorkommen der beschriebenen Orbitoiden läßt zunächst an einen Vergleich mit dem oberkretazeischen Orbitoidensandstein denken, in dem R. Jaeger¹⁾ bei St. Andrä und Wördern: *Lepidorbitoides Paronai* Silv., *Orbitoides media* d'Arch, *Orbitoides Hollandi* Vredenburg, *Siderolithes calcitrapezoides* und *Lithothamnium* sp. und bei Winden *Orbitoides opiculata* Schlumb., gefunden hat.

Es muß aber auch die Beweiskraft dieser Foraminiferen für ein oberkretazeisches Alter unseres Gesteins in Zweifel gezogen werden, da auch sie wie die Korallen auf sekundärer Lagerstätte sich befinden können. Wie leicht bei Formen wie *Orbitoides* ein Irrtum in der Altersbestimmung entstehen kann, zeigte der lange Streit um das Alter der Kalke von Calcasacco bei Termini Imerese, welche A. Silvestri zuerst auf Grund der Orbitoiden entgegen der Bestimmung von Di Stefano, Cecchia-Rispoli u. a. als jungkretazeisch (Dordanien) ansprach, bis er schließlich nach genauer petrographischer Untersuchung erkannte, daß sich die Orbitoiden auf sekundärer Lagerstätte befinden.²⁾ Mehr noch als beim Auftreten in kompakten Kalkbänken besteht diese Möglichkeit bei einem grobsandigen Material wie das unsere, welche von Lithothamnien und Korallenzerreißel erfüllt ist.

Da die Alveolen auf eozänes Alter schließen lassen und das petrographische Aussehen des Gesteins einer groben Abart des Greifensteiner Sandsteins gleicht, halte ich es am wahrscheinlichsten, daß unser Gestein zu dem Greifensteiner Sandstein gehört.

¹⁾ Grundzüge einer stratigraph. Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes, Mitt. geol. Ges. Wien, VII., 1914. S. 133f und 147.

²⁾ A. Silvestri. Fossili dordoniani nei dintorni di Termini Imerese. Atti Pontif. Accad. n. Lincei, LX, 1906—1907, S. 105. Fossili cretacei della contr. Calcasacco, Paleont. Ital., XIV, Pisa, 1908, S. 121. Nuove notizie sui fossil. cretac. di contr. di Calcasacco, Paleont. Ital., XVIII, 1912, S. 29. Geolog. Centralblatt, 1915, S. 129.

Di Stefano G. I calcari cretacei con Orbitoidi dei dint. di Termini Imerese usw. Giorn. sc. nat. ed econ., XXVII, Palermo, 1907, S. 189 ff.

Cecchia-Rispoli. Nota prevent. s. serie nummul. dei dint. di Bagheria e Termini Imerese, ebenda, S. 154 ff. La serie nummulitica dei dintorni di Termini Imerese, ebenda, XXVII, 1909, S. 177.

Scalia S. Excursione a Termini Imerese, Boll. soc. geol. Ital., XXVIII, Rom, 1909, S. CLXXII ff.

Für die Altersbestimmung des Gesteins von St. Peter in der Au, in dem außer Korallengeröllen und einem Orbitoiden keine weiteren Fossilreste gefunden wurden, sind vor allem die schon beschriebenen Gesteins-einschlüsse wichtig. Wir finden da zahlreiche teils eckige, teils abgerollte Trümmer, welche den Mergeln der Inoceramenschichten gleichen. Eines derselben von 25×8 mm zeigt an einer Seite einen 4 mm starken, von senkrechten prismatischen Kalzitfasern gebildeten Saum, der vollständig an den Querbruch durch eine Inoceramenschale erinnert. Die Geröll-oberfläche schneidet schräg zur Faserung durch, Mergelgestein und Faserschicht sind zusammen als einheitliches Geröll eingebettet worden. Wohl könnte man die organische Natur der Faserschicht bezweifeln und annehmen, daß es der Rest einer Kluftausfüllung des Mergelgesteins sei. Doch muß ich bemerken, daß ich bei allen solchen Kluftausfüllungen im Flyschmergel, auch bei viel feineren Adern, keine solche feinfaserige Kalzitausbildung beobachtet habe, sondern immer eine rhomboederisch-kristalline.

Auch das in einem anderen Gesteinsstücke vom Plattenberg vorhandene Schalenbruchstück eines Chamiden oder Rudisten ist hier nochmals zu nennen.

Diese Einschlüsse deuten auf ein jüngeres Alter als Inoceramenschichten, also jünger als Turon-Untersenon. Ich glaube daher, die Auffassung O. Abels, welcher den Zug grobkörniger Sandsteine am Rastberg und Plattenberg als Alttertiär (Greifensteiner Sandstein) auffaßte, beibehalten zu müssen, wenn auch ein sicherer, paläontologischer Altersnachweis noch aussteht.

Wie schon erwähnt wurde, scheinen diese zum Teil noch eckigen Gesteins-einschlüsse von Kreideflysch einen etwas weniger weiten Transport erfahren zu haben als die Korallengerölle.

Auch am benachbarten Kartenblatte Weyer fand G. Geyer¹⁾ Anzeichen für das Vorhandensein eines zum Teil von Kreideflysch gebildeten Strandes der alttertiären Flyschsee, in den Konglomeraten von Kornradsheim und der Kalkbreccie des Neuhauser Grabens bei Grub, östlich Waidhofens.²⁾

Im Wienerwalde hat G. Götzinger³⁾ Anzeichen für eine Transgression des alttertiären Flyschmeeres über kretazeischen Flysch gelegentlich der Untersuchung der Aufschlüsse im Wasserleitungsstollen zwischen Eichgraben und Rekawinkel erbracht. Hier fand er im Greifensteiner Sandsteine neben kristallinischen Geröllen auch kretazeische Sandstein- und Mergel-einschlüsse und betont, daß die oberkretazeischen Flyschgerölle weit weniger abgerollt seien und aus der Nähe stammen; ferner, daß es sich um Brandungsgerölle nicht Flußgeschiebe handelt.

1) Jahresbericht für 1904. Verh. d. Geol. R. A., 1905, S. 14.

2) Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. d. Geol. R. A., LIX, 1909, S. 79. Erläuterungen zur geol. Karte Bl. Weyer 1911, S. 52f.

3) Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wienerwalde. Verh. d. Geol. R. A., 1906, S. 297.

Auch K. Friedl¹⁾, welcher im übrigen für den östlichen Wienerwald die völlige Konkordanz des Greifensteiner Sandsteines auf der Oberkreide betont, erwähnt, daß zwischen dem mitteleozänen Greifensteiner Sandstein und dem Oberkreideflysch eine Ablagerungslücke bestanden haben muß, verursacht durch eine Rückzugsperiode des Meeres, bei der auch Kreideflysch erodiert wurde.

Ebenso betont Kockel²⁾, daß mit Ende der Kreidezeit eine Regressionsperiode eintrat, während der Danien-Untereozänzeit weite Teile der Flyschzone trocken lagen und zum Teil abgetragen wurden und erst im Mitteleozän eine neue Transgression einsetzte.

Dazu kommen nun unsere Korallengerölle, welche zeigen, daß — das eozäne Alter unserer Gesteine als sicher angenommen — der Transgression des alttertiären Flyschmeeres auch fossilreiche Oberkreideablagerungen zum Opfer fielen, die uns vielleicht heute in primärem Zustande gar nicht mehr auffindbar sind.

Die Herkunft der Korallen zu bestimmen begegnet Schwierigkeiten. Zunächst wird man allerdings anzunehmen geneigt sein, daß unsere Korallengerölle aus einem der korallenreichen Horizonten der Gosauschichten der Oberturon- bis Untersenonstufe stammen. Um so mehr da Verwandte unserer Korallenarten aus Gosauschichten bekannt sind und andererseits die schlammig sandige Flachsee des Flyschmeeres, das nach Spengler³⁾ auch eine kältere Temperatur besaß, für riffbildende Korallen keine günstigen Lebensbedingungen geboten zu haben scheint.

Da unsere Fundstellen nahe oder ganz am Außenrande der Flyschzone liegen, beide also ziemlich weit vom Rande der Kalkalpen und den nächsten Gosauvorkommen entfernt⁴⁾, müßten wir annehmen, daß im Gegensatz zu den weuig weit vertragenen Geröllen von Kreideflysch (Brandungsgerölle und -schutt) die Korallengerölle eine ziemlich weite Verfrachtung mitmachten, wahrscheinlich als Flußgerölle in die alttertiären Sandsteinablagerungen gelangten. Dies erscheint wohl möglich, da ja während der erwähnten Rückzugsperiode des Meeres die Aufrichtung der Kalkalpen angedauert und im gewissen Ausmaße auch die kretazeischen Flyschablagerungen ergriffen hatte.

Wir dürfen aber andererseits die Möglichkeit nicht ganz außer acht lassen, daß diese Korallengerölle von einer örtlichen Riffbildung des Flyschmeeres selbst stammen.

Ein Beispiel für ein solches Vorkommen bildet die reiche Korallenfauna im Karpathensandstein von Klogsdorf in Mähren, welche sich

¹⁾ Stratigraphie und Tektonik des östlichen Wienerwaldes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1920, S. 26.

²⁾ C. W. Kockel. Die nördl. Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, XV., 1922, S. 146/47.

³⁾ Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1918, S. 61.

⁴⁾ Auch wenn wir die durch die jüngere Faltung der Flyschzone bedingte Verkürzung nicht in Rechnung ziehen, liegt das Vorkommen von Piringergut bei St. Peter in der Au 12—13 km, das vom oberen Dambachgraben gar 16—17 km vom Kalkalpenrande entfernt.

nach J. Slavičeks¹⁾ und F. Trauths²⁾ Untersuchungen auf ursprünglicher Lagerstätte befindet.³⁾ Das Gestein ist dort ein grober, konglomeratischer, glimmerreicher Sandstein mit Lithothamnienrasen und Mergel einschaltungen. Reichlich enthält es auch kristalline Brocken, besonders Glimmerschiefer und Chloritschiefer neben Steinkohlentrümmer und einzelne Kohlensandsteingerölle.

Es wurde schon früher angedeutet, daß unser Gestein aus dem oberen Dambachgraben das Aufarbeitungsmaterial eines dem Klagsdorfer Sandstein ähnlichen Gesteins zu sein scheint.

Auffallend ist es jedenfalls auch, daß (mit Ausnahme der neuen Form) alle bestimmbar Korallen unserer Gerölle zwei Arten angehören, welche im Klagsdorfer Sandstein sehr häufig sind, sonst aber bisher noch nirgends gefunden worden sind. Freilich kann bei einem so geringen Material, wie dem unserigen, der Zufall leicht falsche faunistische Beziehungen vortäuschen.

Da im Untergrunde des Klagsdorfer Sandsteins der sudetische Kulm anzunehmen ist, und da in den Geröllen dieses Sandsteins auch Kohlensandstein vertreten ist, ist es wahrscheinlich, daß die Klagsdorfer Korallenfauna am sudetischen Uferstrand des mährischen Kreideflysches gelebt hat.

Analog können wir annehmen, daß sich der primäre Standort unserer Korallen am Nordufer des turonen- unteresenonen Flyschmeeres, d. i. am Rande des böhmischen Massivs befand. Natürlich ist dieses Ufer nicht der heutige Südrand der böhmischen Masse, sondern wäre viel weiter südlich (schon unter der heutigen Flyschzone) anzunehmen, da bei der fortschreitenden Auffaltung und Nordbewegung der Alpen immer weitere Teile des böhmischen Massivs in die Vortiefe hinabgezogen wurden.

Aber ebensogut kann dieser ursprüngliche Standort der Korallenfauna am südlichen Ufer des Flyschmeeres gesucht werden, d. i. nach den in neuerer Zeit veröffentlichten Anschauungen⁴⁾, an jenem Urgebirgsrücken oder jener Inselzone, welche bis ins Untersenon (Wende zwischen Unter- und Oberkampanien) die Gosausee und das Flyschmeer getrennt hat. Wenn dieser trennende Rücken nur als eine Inselreihe auftauchte, so war auch leicht die Möglichkeit gegeben, daß sich Korallen aus dem wärmeren südlichen Gosausee an die Nordseite dieser Inselkette weitersiedelten.

1) Věstník klubu přírodovědeckého, Proßnitz, IX., 1906, S. 49.

2) Die oberkretazeische Korallenfauna von Klagsdorf. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, XI., 1911, S. 29.

3) Auch die von Delatyn in Galizien durch F. Felix beschriebene Korallenfauna stammt aus dem Karpathensandstein, und zwar einer Konglomeratbank und den oberen Partien der Inoceramenschichten mit viel exotischen Geröllen und Lithothamnienknollen. Da nach Felix Beschreibung die Korallen stark abgerollt sind, ist ihre primäre Lagerstätte nicht so sicher, um hier als Beispiel herangezogen zu werden. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1906, S. 33.)

4) E. Spengler, a. a. O. S. 61 und 62. C. W. Kockel, a. a. O. S. 146—148. G. Götzinger u. H. Vetter. Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, Jahrb. d. Geol. B. A. LXXIII. 1923, S. 12 f.

In beiden Fällen haben die primären Korallenablagerungen bereits eine Auffaltung erfahren müssen, ehe sie von der Transgression des alttertiären Flyschmeeres aufgearbeitet werden konnten.

Größere Gerölle, welche (wie bei Klogsdorf) mit einiger Wahrscheinlichkeit auf die Natur des ursprünglichen Untergrundes der primären Korallenablagerung schließen ließen, sind in beiden Gesteinen nicht vorhanden. Außerdem könnten kristalline Brocken von Gesteinen der böhmischen Masse ebensowohl vom Ufer des böhmischen Massivs wie von dem südlichen kristallinen Rücken stammen, da ja auch dieser aus Teilen des früher viel weiter nach Süden reichenden Massivs gebildet wurde.

Es fehlen daher nähere Anhaltspunkte, sich für eine der besprochenen drei Möglichkeiten endgültig zu entscheiden.

Jedenfalls aber sind diese für unsere Flyschzone neuen Vorkommen an und für sich beachtenswert und es wäre zu wünschen, daß es gelänge, weitere derartige Funde zu machen, um über die faunistischen Beziehungen, die bis jetzt nur zu der Klogsdorfer Fauna herzustellen waren, Näheres zu erfahren.

Eine andere Frage, die noch kurz berührt werden soll, ist die Herkunft der Foraminiferen des Oberdambacher Gesteins. Es wurde schon erwähnt, daß es sich bei diesen Arten (*Lepidorbitoides Paronai* Silv. *Siderolithes calcitrapezoides* Lam., sowie den nicht sicher bestimmbareren Arten: *Lepidorbitoides conf. socialis* Leym und *Orbitoides s. str. conf. Omedia* d'Arch. oder *apiculata* Schumb. oder *gensacica* Schumb.) um Formen handelt, die auch aus dem Orbitoidensandstein Jägers¹⁾ bekannt sind.

Auch wurde auseinandergesetzt, daß sich diese kretazeischen Foraminiferen wahrscheinlich auf zweiter Lagerstätte befinden. Es ist daher am nächsten liegend, anzunehmen, daß sie durch Aufarbeitung solcher Orbitoidensandsteine in das alttertiäre Gestein des Dambachgrabens gelangten. Das westlichste Vorkommen, das Jäger noch zu seiner Orbitoidenkreide rechnet, ist der Steinbruch bei Winden (mit *Orbit. apiculata* Schumb.). Ob tatsächlich ein ununterbrochener Zusammenhang zwischen dieser Fundstelle und denen von St. Andrä und Wördern besteht, wie R. Jäger auf seiner Skizze zeichnet, werden erst die fortschreitenden Detailaufnahmen der Flyschzone auf Blatt Tulln und Baden-Neulengbach zeigen. Ebenso ob noch weiter westlich dieser Flyschhorizont verfolgbar ist. Ich wenigstens konnte auf zahlreichen Begehungen in der Gegend von Anzbach und Neulengbach keine sicheren Anhaltspunkte dafür finden und gewann eher den Eindruck eines allmählichen Überganges des neokomen Randflysches in die Inoceramenschichten.

Nach Friedl²⁾ stellt der Greifensteiner Sandstein das Eozän der Orbitoidenkreide dar und ist unter ähnlichen Ablagerungsverhältnissen gebildet worden. Und trotzdem, daß zwischen ihm und der Oberkreide eine Ablagerungslücke angenommen werden muß, bildet er nach Friedl das normale Hangende der Orbitoidenkreide.

¹⁾ Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1914. S. 133 f, 147 Tf. VII.

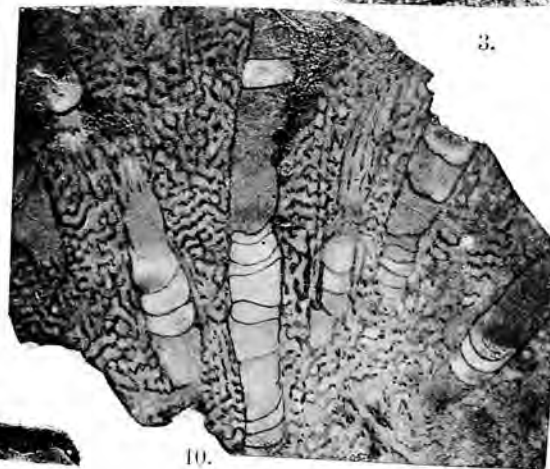
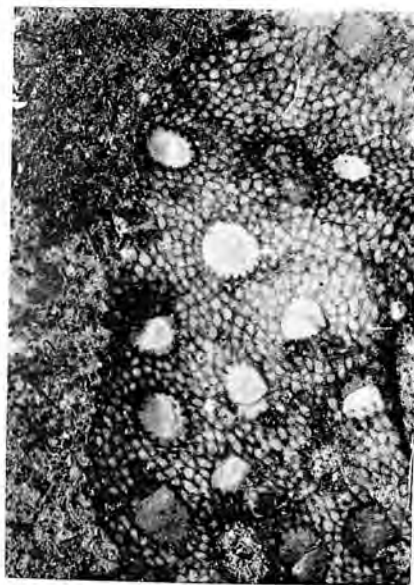
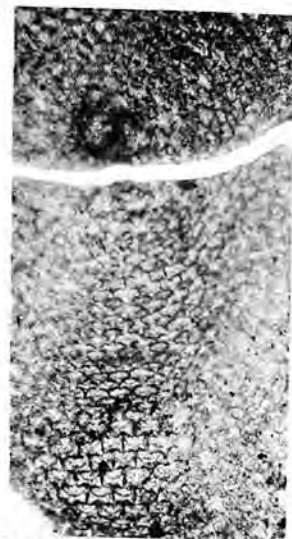
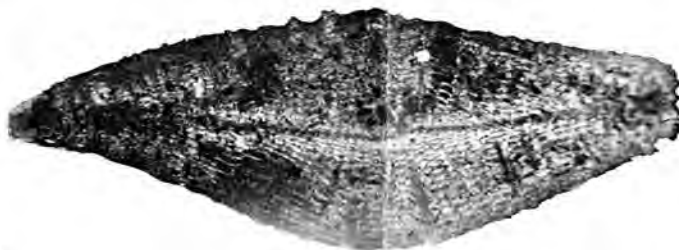
²⁾ Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1920. S. 25—27.

Ich habe in diesen Gebieten noch zu wenig Beobachtungen machen können, um mir ein abschließendes Urteil zu erlauben, möchte aber doch hier noch die Frage aufwerfen, ob nicht auch vielleicht die Orbitoiden der Orbitoidenkreide auf sekundärer Lagerstätte sich befinden — (bei diesen Formen ist es ja nach dem früher Gesagten aus dem Erhaltungszustand schwer erkennbar) — und ob nicht vielleicht die Orbitoidenkreide die Basis des Greifensteiner Sandsteines bildet, welcher oberkretazische Schichten aufgearbeitet hat.

Tafelerklärung.

Mikrophotographien von Dr. Heinrich Beck.

- Fig. 1. Dünnschliff des Gesteins vom Oberen Dambachgraben bei Ollersbach. In der Mitte Orbitoides Paronai Silv. im Meridionalschnitt, etwas oberhalb links Querschnitt durch ein Dentalium. 10 mal vergrößert.
- Fig. 2. Orbitoides (Lepidorbitoides) Paronai Silv. Sehr wenig schräger Schliff durch die Mediankammern aus dem Gestein von Oberdambach. 24 mal vergrößert.
- Fig. 3. Ein Teil desselben Schliffes, 50 mal vergrößert.
- Fig. 4. Orbitoides (Lepidorbitoides) Paronai Silv. Meridionalschnitt von Fig. 1. stärker (23 mal) vergrößert.
- Fig. 5. Actinacis Remeši Felix. Querschliff durch ein Geröllstück im Gestein vom Oberen Dambach. 3 mal vergrößert.
- Fig. 6. Actinacis Remeši Felix. Im Gestein vom Piringergut bei St. Peter in der Au. Rechts Längsschliff durch ein Gerölle mit parallelen Lagen, links ein kleineres Gerölle mit konzentrischem Aufbau, $1\frac{1}{2}$ mal vergrößert.
- Fig. 7. Heliopora Lindströmi Remeš. Querschliff durch ein Gerölle im Gestein vom Piringergut. $6\frac{1}{2}$ mal vergrößert.
- Fig. 8. Heliopora Lindströmi Remeš. Längsschliff. Ebendaher 4 mal vergrößert.
- Fig. 9. Heliopora spongiosa nov. spec. Querschliff. 10 mal vergrößert. Aus dem Gestein von der Bischofmühle im Urtale südlich St. Peter in der Au.
- Fig. 10. Heliopora spongiosa nov. spec. Längsschliff vom gleichen Stücke, ca. 10 mal vergrößert.
-



Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach.

Von Otto Ampferer.

(Mit 15 Zeichnungen.)

Der größere Teil dieser Arbeit war unter dem Titel „Über die Morphologie der Loferer und Leoganger Steinberge“ bereits Gegenstand eines Vortrages, welchen der Verfasser am 17. Februar dieses Jahres in der Sitzung der Geologischen Bundesanstalt gehalten hat.

Für den Wegfall der dort vorgeführten Photographien, Zeichnungen sowie der neuen Karte der Loferer Steinberge von H. Rohn soll hier eine etwas ausführlichere Beschreibung und eine Vermehrung der Profile einen Ersatz bieten.

Ich habe in den sechs Jahren seit dem Kriege die beiden Kartenblätter „Kufstein und Lofer-St. Johann“, also den österreichischen Kalkalpenstreifen zwischen Inn und Saalach, ziemlich genau kennen gelernt.

Dies ermöglicht mir über die Tektonik und Morphologie dieses Gebietes eine Reihe von neuen Erfahrungen vorzulegen, an die sich Vermutungen und Fragen schließen, welche noch einer weiteren Prüfung bedürfen.

Die ältesten Oberflächenstücke, welche ich in diesem Gebiete aufgefunden habe, sind uns durch die Transgression des Gosausees und die Eindeckung mit seinen Ablagerungen erhalten geblieben.

Die Überreste der Gosauschichten haben sich hier einerseits im Norden in einer langen Kette von kleineren und größeren Vorkommen erhalten, welche merkwürdiger Weise dem Wettersteinkalkgewölbe des Guffert-Pending-Zuges und seiner weiteren östlichen Fortsetzung zum Rauschberg und Hochstaufen folgen.

Weiter südlich treffen wir die Gosauablagerungen an der Ost- und Westseite des Kaisergebirges, im Becken von Kössen sowie unter den Schubschollen bei Lofer und auf der Höhe der Reiteralme.

Wahrscheinlich gehört auch der kleine Rest von Sandstein und Augensteinen, den Leuchs am Kopftörl im Wilden Kaiser entdeckt hat, noch zu den Gosauschichten.

Morphologisch verwertbar sind von diesen vielen Gosauresten nur wenige, weil die meisten durch nachfolgende tektonische Bewegungen so stark verschoben und auch verdrückt wurden, daß man ihre alte Transgressionsfläche kaum mehr mit Sicherheit zu erkennen vermag.

Bei einigen ist aber bis heute die alte Landoberfläche, über welche sich das Gosausee ergoß, ziemlich gut erhalten geblieben.

Ich führe als Beispiele dieser Art einerseits die Gosauablagerung der Kegelalpe nördlich vom Kegelhörndl im Unterinntal, andererseits jene der Reiteralme an.

Wie das beistehende Profil 1 durchs Kegelhörndl angibt, besteht die Schichtfolge hier von unten nach oben aus einer schmalen Lage von Basalbreccien und Konglomeraten von Wettersteinkalk. Weiter westlich stellen sich Konglomerate mit reichen bunten, exotischen Geröllen ein. Darüber folgen grüne Sandsteine mit kleinen Serpenteröllen und Aktaeonellen, weiter bläulichgraue, scherbighrechende Mergel voll dünner weißer Muschelschalen, endlich schöne, feste, gelblichweiße Kalke mit dickschaligen Muscheln, Rudisten und Korallen.

Diese Schichtserie ist ebenso wie ein tieferer Rest bei der verfallenen Schmiedalpe leicht zu einer Mulde verbogen, welche tief in das Wettersteinkalkgewölbe des Kegelhörndl eingesenkt erscheint.

Auf der Südseite lagern die Gosauschichten unter ganz flachem Winkel den wohlgeschichteten Platten des Wettersteinkalkes auf, an der

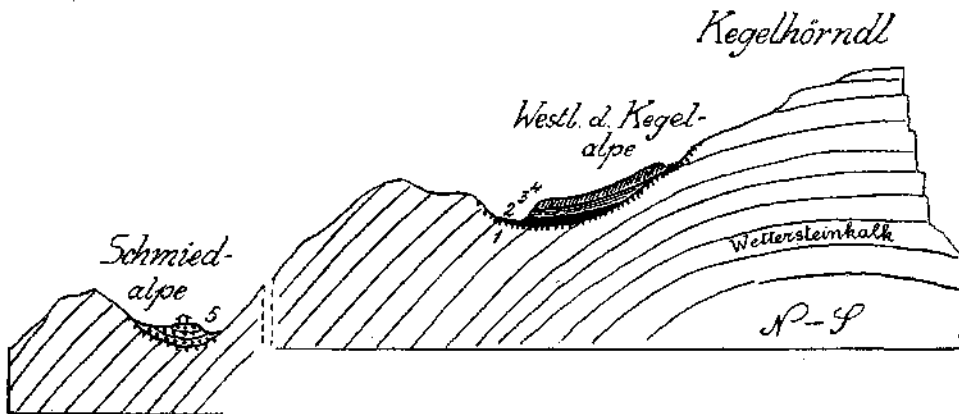


Fig. 1.

1 = schmale Lage aus Breccien und Konglomerat von Wettersteinkalk. 2 = grüne Sandsteine mit kleinen Serpenteröllen und Aktaeonellen. 3 = bläulichgraue scherbige Mergel mit weißen dünnen Muschelschalen. 4 = feste gelblichweiße Kalke mit dickschaligen Muscheln, Korallen, Rudisten . . . 5 = rotzementierte Basalbreccien, -sandsteine -kalke mit Nerineen-Aktaeonellen.

Nordseite übergreifen dieselben Gosauschichten die Wettersteinkalke nahe unter 90° .

Die genauere Betrachtung dieser Lagerungsform ergibt, daß das vorgosauische Relief hier bereits tief in ein Gewölbe von Wettersteinkalk eingeschnitten war.

Es zeigt sich weiter, daß dieses Relief trotz des tiefen Einschneidens ein ziemlich flaches gewesen ist und die heutige Verbiegung der Gosauschichten nicht durch eine gleichsinnige Verbiegung des Grundgebirges, sondern nur durch eine entsprechend ungleiche Verschiebung der Wettersteinkalkschichten gegeneinander zu erklären ist. Ich habe die Mechanik dieses Vorganges bereits im Jahrbuch 1922 auf Seite 109 graphisch dargestellt.

Hier bildet das Grundgebirge ein Gewölbe und die auflagernden Gosauschichten zwei Mulden.

Will man beide Formen durch eine gemeinsame Faltung erklären, so kann man die Zufaltung der Gosaumulde nur durch eine gleichzeitige Öffnung des Grundgebirgsgewölbes erreichen.

Diese Erklärung ist sehr unwahrscheinlich und durch eine ungleiche Parallelverschiebung der Schichtplatten des gekerbten Wettersteinkalksattels leicht zu umgehen. Denkt man sich die Verbiegung der Gosauschichten wieder ausgeglättet, so erhält man ein tief abgetragenes Gewölbe.

Ohne eine vorhergehende tiefgreifende und weit ausholende Abtragung und Vererbung des alten Faltengebirges ist es nicht möglich, daß sich die Gosauschichten auf eine so weite Entfernung gerade auf einem bloßgelegten Wettersteinkalkgewölbe hätten ausbreiten können.

Die Gosauablagerungen auf dem Plateau der Reiteralm (Fig. 2) lassen etwas andere Verhältnisse erkennen.

Wie bereits Gillitzer festgestellt hat, lagert hier die Gosau nur mehr als ein dünner Überzug auf einem Relief, welches im wesentlichen in Dachsteinkalk eingeschnitten ist und nur noch spärliche Reste von Unterlias in Hierlatzfazies trägt. Die Gosauablagerung, die auch vom Eise abgeschliffen wurde, beginnt mit rotzementierten, rein lokalen Basalbreccien (Untersbergmarmor), dann kommen graue Breccien mit Kohlenstückchen, endlich seltener Bauxitbrocken vor.

Darüber folgen hellgraue Mergelkalke mit kleinen Seeigeln und endlich dunkelgrüne milde Tonmergel (Glanegger Schichten) mit weißen Kalzitscherben und glimmerigen Sandsteinbänken.

Vereinzelte Fetzen von Gosauschichten sind mehrfach tief zwischen den gegeneinander verschobenen Dachsteinkalkschollen eingeklemmt.

An zahllosen feineren und vielen gröbereren Spalten sind offenbar Lösungen und Abschwemmungen von *Terra rossa* in den Dachsteinkalk der Reiteralm eingedrungen, die seine abweichende und auffallende Rotfärbung bedingen.

Es ist dies wahrscheinlich ein Hinweis auf jene alte tiefeingeschnittene

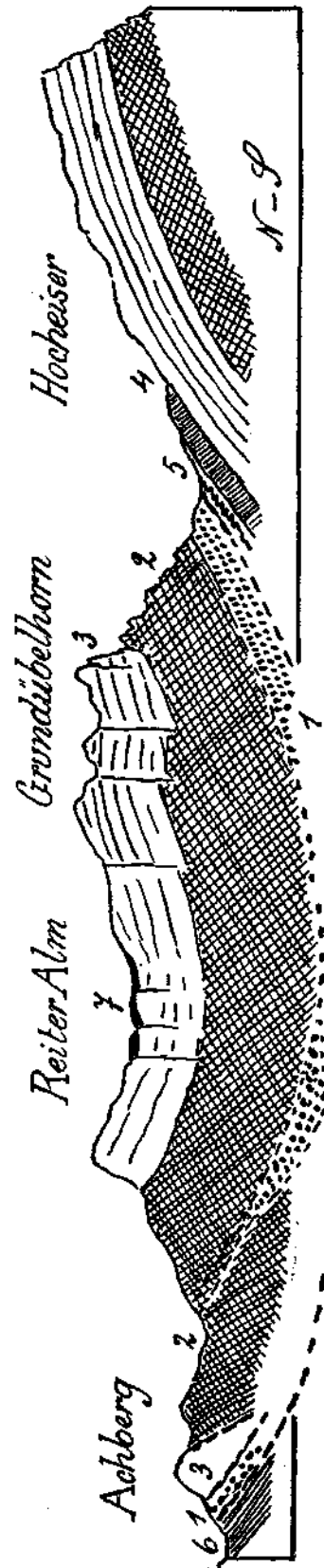


Fig. 2.

1 = Werfener Schichten. 2 = Ramsaudolomit. 3 = Dachsteinkalk. 4 = Aptychenkalke. 5 = Lias. 6 = Neokom. 7 = Gosauschichten.

Landoberfläche, über welche die Gosauschichten ausgebreitet wurden.

Konglomerate mit exotischen Geröllen scheinen der Reiteralm Gosau völlig zu fehlen.

Die Gosauschichten der Reiteralm zeigen also eine andere Entwicklung als die früher beschriebenen Gosauschichten.

Vor allem fällt der Mangel an exotischen Geröllen auf.

Außerdem liegt auch die Erosionsbasis ganz wesentlich, vielleicht um zirka 1000 m, höher als in dem nördlicheren Gosauzug.

Denkt man sich hier die Verbiegung der Gosauschichten wieder ausgeglichen, so erhält man als ursprüngliche Auflagerungsfläche ein flaches, weitgedehntes, bis in den Dachsteinkalk hinab eingeschnittenes Relief.

Gosauschichten und Grundgebirge sind hier gemeinsam verbogen.

Wie wir wissen gilt dasselbe auch für die benachbarten Plateaus von Lattengebirge und Untersberg.

Eine Ausnahme machen nur einzelne kleine Schichtfetzen, die an Verschiebungen oft tief in die Dachsteinkalkmassen eingeklemmt sind und wohl bei der Großüberschiebung erst in diese Lage geraten sind.

Morphologisch ist das Reiteralmplateau insofern interessant, als es uns beweist, wie eine uralte Einebungsfläche durch Senkung, Bedeckung mit Meeressedimenten, Hebung und allmähliche Herausschälung aus der Einhüllung gleichsam eine „Wiederauferstehung“ feiern kann.

Wenn man die geringe Mächtigkeit der Gosauschichten auf dem Plateau der Reiteralm ins Auge faßt, so muß man sich sagen, daß ein kleiner Fortschritt der Erosion genügt, um dieselben mit Ausnahme von einigen Verklemmungsfetzen ganz zu entfernen.

Enthält die Gosau harte Gerölle, so können diese die letzten Beweise einer abgetragenen Sedimentdecke vorstellen.

Der Fund von Augensteinen in der hohen und schmalen Scharte des Kopftörls im Kaisergebirge durch Leuchs läßt jedenfalls eine solche Auslegung als „Testament“ einer Gosaudecke ohneweiters zu.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit an ähnliche Funde erinnern, welche ich und Stiny in der Gipfelwand des großen Buchsteins und auf der Hüpflingermauer in den Ennstaler Alpen seinerzeit gemacht haben.

Diese Angaben mögen als Beweise genügen, daß der Ablagerung der Gosauschichten sowohl im Bereiche des relativ basalen Gebirges wie auch in jenem der hohen Schubdecken eine tiefgreifende und weithin verflachende Erosion vorausgegangen ist, welche ja auch allein die weite Verbreitung der Meeresbedeckung über ein Faltengebirge hinweg zu erklären vermag.

Während sich aber auf den Schubmassen die heutigen Oberflächen teilweise auch noch mit dem prägosauischen Relief decken, gilt dies für das basale Gebirge weit weniger. Hier ist das alte Relief durch Faltungen, Verwerfungen und insbesondere durch Überschiebungen so sehr verstellt und verzerrt, daß es sich weitgehend von dem heutigen unterscheidet. Dabei kommt es nicht selten vor, daß alte Oberflächenstücke wesentlich unter den heutigen Flußsohlen begraben liegen.

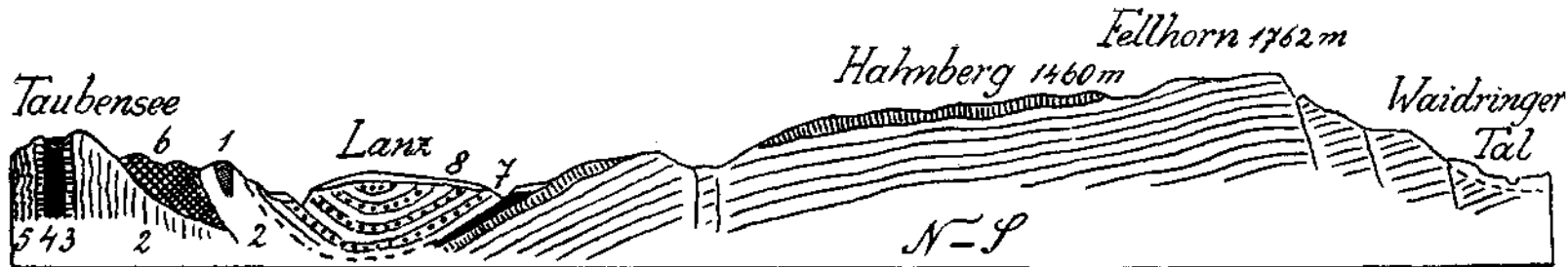


Fig. 3.

Oberes Profil: 1 = Wettersteinkalk.
 2 = Hauptdolomit.
 3 = Plattenkalk.
 4 = Kössener Schichten.
 5 = Lias und oberer Jura.
 6 = Gosauschichten.
 7 = Alttertiär.
 8 = Grundmoränen.

Unteres Profil: 1 = Buntsandstein.
 2 = Rauhwacken.
 3 = Muschelkalk.
 4 = Ramsandolomit.
 5 = Raibler Schichten.
 6 = Hauptdolomit.
 7 = Schotterterrassen.

Die Gosansedimentation scheint nicht eine ununterbrochene, sondern eine mehrteilige gewesen zu sein.

Eine morphologische Wirkung dieser Mehrteiligkeit ist bisher nicht zu erkennen gewesen.

Die nächst jüngere, sicher dokumentierte Landoberfläche ist uns in diesem Gebiete durch die Transgression des Alttertiärs erhalten und erkennbar geblieben.

Diese Transgression ist an den Rändern der Unterinntaler Tertiärbucht teilweise auch heute noch sehr schön zu verfolgen.

Um die hier herrschenden Verhältnisse aufzuzeigen, führe ich ein Profil (Fig. 3) vor, welches aus dem Becken von Kössen gegen Süden zu gezogen ist.

Dasselbe schneidet das Kössener Becken in seinem östlichen Abschnitt und leitet über den Kamm des Fellhorns und das Waidringer Tal zur Kirchberggruppe.

Die streng lokal gefärbten Grundbreccien und Konglomerate der Tertiärschichten mit Nummuliten und Korallen gehören nach Schlosser noch dem oberen Eozän an und werden hier von mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten der Angerbergschichten überlagert, in denen massenhaft Gerölle aus der unteren Trias und vor allem auch aus der Grauwackenzone eingeschlossen sind, während solche des Altkristallins zu fehlen scheinen.

Diese mächtige Schichtfolge ist zu einer ziemlich tiefen Mulde verbogen, welche sich gegen Westen zu senkt, gegen Osten zu aber bei Reit im Winkel herausbebt.

Ihre weitere östliche Fortsetzung bildet dann wohl das Alttertiär der Umgebung von Reichenhall.

Das Alttertiär lagert sich nun am Südrand des Kössener Beckens in deutlicher Weise auf ein Relief, das bis in den Hauptdolomit hinab eingeschnitten ist.

Der Transgressionswinkel ist dabei ein so flacher, daß weithin die Bänke des aufgerichteten Tertiärs mit den Schichtplatten des Unterberghorns und des Fellhorns parallel zu verlaufen scheinen.

Dies ist insbesondere zu beiden Seiten des gewaltigen Durchbruches der Großache prächtig zu sehen.

Denkt man sich nun diese Transgressionsfläche weiter gegen Süden zu fortgesetzt, so erkennt man, daß sich die höchsten heute noch erhaltenen Kämmе und Verebnungsflächen in diesem ganzen Gebiete ziemlich nahe an diese ideale alte Transgressionsfläche anschließen lassen.

Wenn man das Profil durch das Fellhorn (Fig. 3) mit dem westlich benachbarten Profil durch das Unterberghorn (Fig. 4) vergleicht, so findet man mit Ausnahme kleinerer Verwerfungen keine größere Störung darin. Dies ist nun ein morphologisch sehr wichtiger Befund, der eine tiefgreifende Zweiteilung unseres ganzen Landschaftsbildes gestattet.

Die Auflagerungsfläche des Alttertiärs ist von den heute noch erhaltenen obersten Altreliefstücken nicht mehr wesentlich verschieden. Dazu ist zu bedenken, daß die Ablagerungen der Unterinntaler Tertiärbucht vom oberen Eozän bis ins obere Oligozän reichen und hier eine

wohl mehr als 2000 m dicke Sedimentdecke abgelagert wurde, welche erst im Miozän ihre Muldenbiegung erfahren hat.

Zugleich mit dieser Muldeneinbiegung ist auch die südlich anschließende Aufwölbung geschaffen worden, in welche dann das ganze seitherige Relief ruckweise immer tiefer mit gelegentlichen Rückschlägen eingeschnitten wurde.

Überspannen wir also von der großen Tertiärmulde ausgehend das Gebirge mit dem idealen tertiären Oberflächennetz, so scheidet sich hier ein weites Landstück heraus, das sich in seinen ältesten Flächenstücken, wenn man die seitherigen Hebungen und Verwerfungen berücksichtigt, mit diesem tertiären Netz in nahe Übereinstimmung bringen läßt.

Dieses Gebiet umfaßt die Unterberghorngruppe, Fellhorn-Kammerkör und die Kirchberggruppe. Es gehört aber auch im Westen das Gebiet des Niederkaisers dazu und im Osten die merkwürdig breite und tiefe Furche des Römersattels, welcher die Loferer und Leoganger Steinberge scheidet.

Über dieses Tertiärrelief heben sich jedoch gewaltig und schroff das Kaisergebirge, die Loferer und Leoganger Steinberge und die Reiteralm heraus.

Die Überhöhungen betragen 600 — 1000 m und treten jeweils in geschlossenen Massen auf. Was ist nun die Ursache für diese zwei so verschieden hochgespannten Reliefzonen?

Daß es sich nicht etwa um Herauswitterungen von härteren Schichtmassen zwischen weicheren handelt, liegt auf der Hand.

Vom Kaisergebirge wissen wir heute trotz Leuchs, daß es eine Schubmasse vorstellt, welche noch über die Unterinntaler Tertiärbucht vorgeschoben wurde.

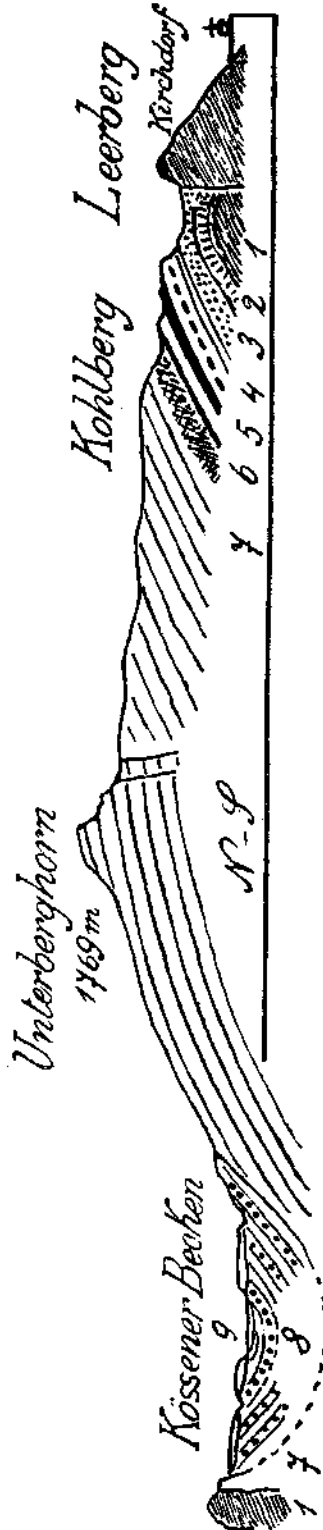


Fig. 4.

1 = Wettersteinkalk. 2 = schwarze Schiefer und dickbankiger grauer Kalk. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Mergel- und Kalklagen. 5 = schwarze Kalke mit grauen schaligen Hornsteinen (Hornsteinfazies). 6 = dunkle Kalke, schieferige Kalk- und Dolomitlagen, Muschelbreccien, Sphaerocodienkalke und Sandsteine, Dolomitbreccien. 7 = Hauptdolomit. 8 = Altertiär. 9 = Schotterterrassen.

Die Schubmasse der Reiteralm ist schon seit längerer Zeit als solche erkannt. Neu ist der Befund, daß auch an der Saalach die Schubschollen teilweise über Gosau und nach meiner Vermutung auch über das Reichenhaller Tertiär vorgewandert sind.

Damit rückt dieses morphologische Problem in ein neues Licht.

Es handelt sich also gar nicht um ein an Ort und Stelle einheitlich gebildetes Relief, sondern es ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß hier zwei verschiedene Reliefe durch Überschiebung übereinander geschaltet wurden.

Diese Erklärung kommt aber nur für die Schubmassen von Kaisergebirge und Reiteralm in Betracht, nicht aber für die Loferer und Leoganger Steinberge, welche keine solchen Schubmassen sind, sondern untrennbar mit dem basalen Gebirge verbunden liegen. Hier zeigt nun eine nähere Betrachtung, daß wir es mit deutlichen jüngeren Aufbiegungen zu tun haben, welche die derzeitige Hochstellung dieser Gebirgsgruppen verursacht haben.

Damit erscheint das ganze hier betrachtete Gebiet in ein „Niederspannungsrelief“ von wahrscheinlich miozänem Alter und in ein „Hochspannungsrelief“ zerlegt, welches letzteres einerseits aus jünger eingewanderten Schubmassen, andererseits aus stark emporgewölbten basalen Landstücken besteht.

Ich will nun eine Begründung für diese morphologische Zerlegung des Landschaftsbildes im folgenden versuchen.

Wenn man von dem heute freiliegenden Südufer des Alttertiärs im Kössener Becken gegen Süden zu in das Gebirge emporsteigt, so sieht man Schritt für Schritt, daß die hier vorliegende Aufwölbung in ihren heute noch erhaltenen höchsten Teilen sich nicht wesentlich von der tertiären Transgressionsfläche unterscheidet.

Das soll nicht heißen, daß diese Flächenstücke genau dieselben wie zu jener Zeit sind, sondern nur, daß sie ihre „Ähnlichkeit“ auch beim Tieferwittern zu bewahren vermochten. Wie das Profil über das Fellhorn (Fig. 3) zeigt, sind in diese wohl im Miozän aufgewölbte Landoberfläche seither gewaltige Einschnitte vollzogen worden.

Wenn man in den mittleren Teilen der Aufwölbung die heute noch in großen Stücken erhaltenen Hochflächen etwa zwischen 1400—1700 *m* einordnen kann, so ist z. B. demgegenüber der Einschnitt der Großache zwischen Fellhorn und Unterberghorn immerhin auf beinahe 1000 *m* zu schätzen. Ähnliche Beträge liefern uns auch die anderen Taleinschnitte.

Einer der schönsten ist an der Südostseite des Fellhorns in dem sogenannten „Muratal“ zu sehen. Dieser tiefe, trichterförmige Einschnitt ist unmittelbar in die schöne, breite Verebnung eingesenkt, welche zwischen dem Fellhorn und dem Kammerkörpergebirge ausgespannt ist.

Der Einschnitt umfaßt von der Hochfläche der Durchkaser bis zu dem breiten flachen und verschütteten Talboden des Trichters herab ein Intervall von 600—700 *m*.

Der Trichter selbst macht den Eindruck voller Einheitlichkeit, vergleicht man aber die breite Furche zwischen dem Plateau der Durchkaser und der Kirchberggruppe, so heben sich deutlich mehrere Stufen heraus, die uns lehren, daß auch hier die Eintiefung stufenweise oder,

mit anderen Worten, die Aufwölbung selbst ruckweise erfolgt sein dürfte.

Solche Stufen treffen wir hier bei 1499 m, bei 1200 m, bei 1142 m. Daran schließen sich noch Aufschüttungsstufen bei 920 m und 780 m.

Sehr schön sind dann die Abstimmungen der Landoberfläche von der miozänen Hochfläche bis zur heutigen Tieflage in der weiten, von weichen Kreidesteinen erfüllten Mulde des Unkener Tales (Fig. 5) zu sehen. Hier heben sich eine Reihe von Tiefschaltungen in guter Erhaltung heraus.

Eine Weiterverfolgung dieser stellenweise recht deutlich ausgebauten Stufenlandschaft aus einer Berggruppe in eine benachbarte gelingt oft nur mit künstlichem Zwang.

Es ist dies nicht verwunderlich, nachdem wohl bis in die jüngste Zeit mit Hebungen und Senkungen und Verbiegungen zu rechnen ist, welche ein schematisches Durchlaufen der einzelnen Einschneidestufen verhindert haben. Wäre das Gebirge als Ganzes mehrmals einheitlich gehoben oder gesenkt worden, so müßten sich die zugehörigen Abstufungen in voller Klarheit durch alle Täler verfolgen lassen.

So erkennen wir aber in jeder Berggruppe für sich wieder ein mehr minder eigenes Einschneidesystem, das sich mit den benachbarten häufig nicht mehr in vollem Einklang und strenger Zuordnung befindet.

Sehr gut ausgeprägte alte Einnehmungen haben sich im Bereiche der Kirchberggruppe erhalten. Es sind auch hier mehrere Stufen zu unterscheiden, welche sich aber ziemlich enge aneinandergliedern. In diese große flache Aufwölbung sind die radial ausstrahlenden Talfurchen schroff eingeschnitten.

Bei der letzten Großvergletscherung lag die ganze Gruppe unter dem fließenden Eise. Dabei wurden die Talfurchen mit gewaltigen Massen von Grundmoränen ausgestopft. Diese Ausstopfung war so

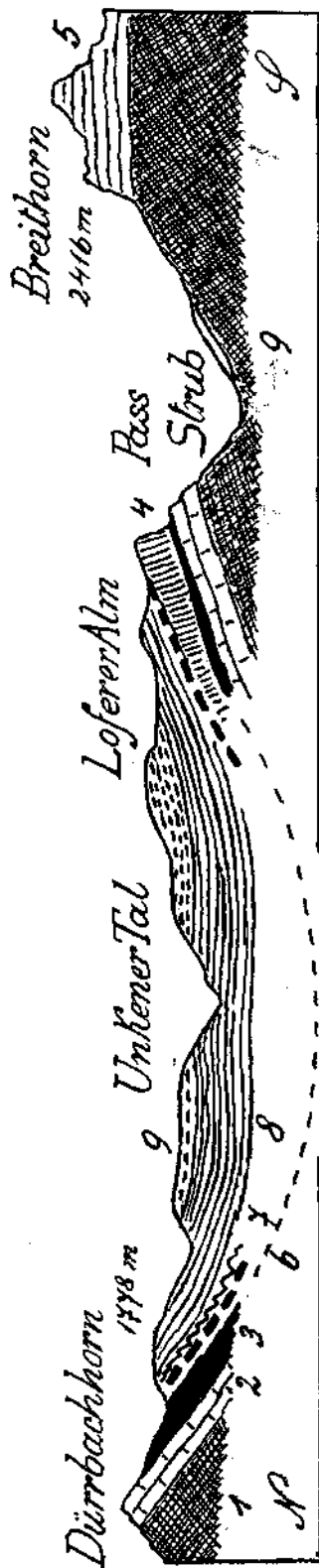


Fig. 5.

1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätischer Kalk. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Lias. 7 = Hornsteinkalke. 8 = Aptychenkalke. 9 = Neokom. 9 unter Paß Strub = Gehängebreccie.

mächtig, daß die Bäche beim Wiedereinschneiden vielfach ihre alten Furchen verfehlten und epigenetische Klammstrecken einsägten.

Auch heute sind diese Täler noch lange nicht ausgeräumt.

Während der Zeit der Ausräumung des eingestopften Moränenschutttes machen die steilen Bäche natürlich in dem weichen Material ganz gewaltige Arbeitsfortschritte, und sie vermögen riesige Schuttkegel zu erbauen. Treffen sie dann wieder aufs Grundgebirge, so sinkt ihre Leistung rapid und sie schneiden sich wieder in ihre eigenen Schuttkegel ein, welche jetzt für sie zu groß geworden sind.

Diese Verhältnisse, welche in ehemals vergletscherten Gebirgen eine weite Verbreitung besitzen, sind in den Tälern der Kirchberggruppe schön zu sehen. So hat z. B. der Griesbach bei Erpfendorf einen so riesigen Schuttkegel aus ausgeräumter Grundmoräne aufgeschüttet, daß er imstande war, die Großache ganz ans andere Ufer zu drängen und das Haupttal durch Stauung zu versumpfen. Die Schuttlieferung solcher mit Moränen verstopfter Talfurchen ist auch eine sehr ungleichmäßige, die z. B. bei Gewittern eine ganz unglaubliche Steigerung erfahren kann. Dann sinkt sie wieder ebenso rasch, und die Bäche verlieren sich oft in ihren Schuttsohlen.

Neben den bei weitem vorherrschenden Anzeichen einer Tieferlegung der Erosionseinschnitte begegnen wir auch bescheideneren Spuren von Tal-erhöhungen durch Aufschüttungen.

Ich führe einige Beispiele aus der Umgebung von Waidring für diese Verhältnisse an.

Zwischen Waidring und dem Piller See durchbricht die Piller-See-Ache in den „Öfen“ einen Felsriegel von Hauptdolomit, während östlich und westlich davon alte verschüttete Talfurchen liegen.

Wie der Querschnitt (Fig. 6) zeigt, wird die Verschüttung in den unteren

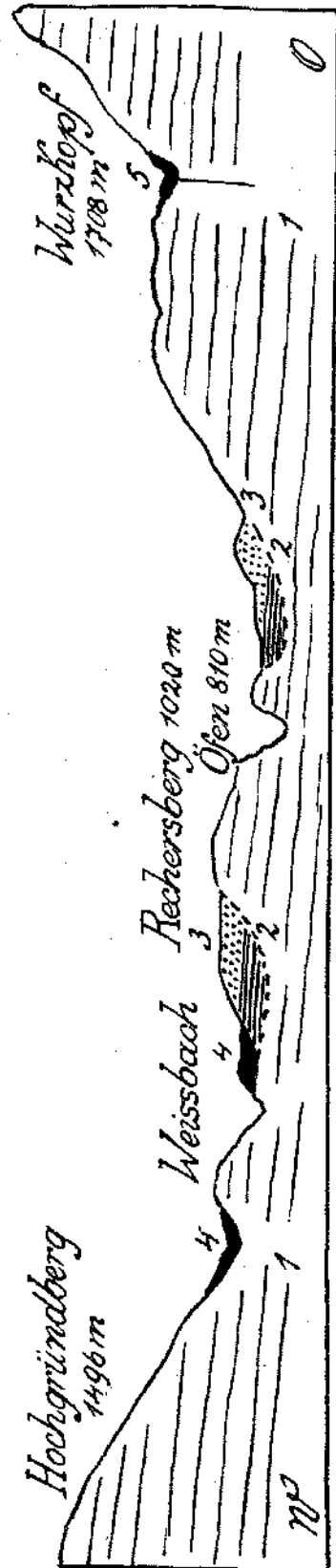


Fig. 6.

1 = Hauptdolomit, 2 = feine, bunte, konglomerierte Schotter, 3 = größere, bunte Schotter, 4 = Grundmoräne, 5 = Gehängebreccie.

Teilen von einem Konglomerat gebildet, das aus bunten, auffällig kleinen Geröllen besteht. Darüber folgen lockere Schotter, welche in der Höhe von Rechersau von Grundmoränen überlagert werden. Die Grundmoräne zieht sich dann nordwärts über die offenbar tief erodierten Schotter ganz in die Schlucht des Weißbaches hinunter.

Die Aufschüttung dürfte hier von zirka 800—1000 m emporgereicht haben.

In der Talstrecke zwischen Erpfendorf und Waidring fallen zwei verschieden hohe Schuttterrassen schon von weitem auf.

Wie der Querschnitt (Fig. 7) vorführt, haben wir es mit einer älteren hohen Talverschüttung mit bunten Schottern zu tun, in welche eine jüngere niedrigere Verschüttung mit mehr lokalen Schottern eingebaut ist. Die ältere Aufschüttung reicht am Reiterberg über 920 m Höhe empor, ist aber meist schon tiefer abgetragen. Sie zeigt keine ebenen Oberflächen mehr, ist vielmehr tief zerschnitten und abgerundet. Überlagerung durch Grundmoränen habe ich nicht getroffen, wohl aber eine Anhäufung von großen erratischen Blöcken.

Die jüngere Verschüttung reicht nur bis ca. 800 m empor, ist wohl eingeebnet und wird von den Bacheinschnitten scharfkantig abgegrenzt. Wie man am Eingang ins Muratal erkennt, nimmt auch Bändernton und Sand am Aufbau dieser Terrassen Anteil. Grundmoräne lagert nirgends darauf, wohl aber sieht man gleich bei Waidring großräumige Auswaschungen derselben und bei Rudersberg und Böckstein liegen kleine Wälle von kantigem Dolomitschutt darauf.

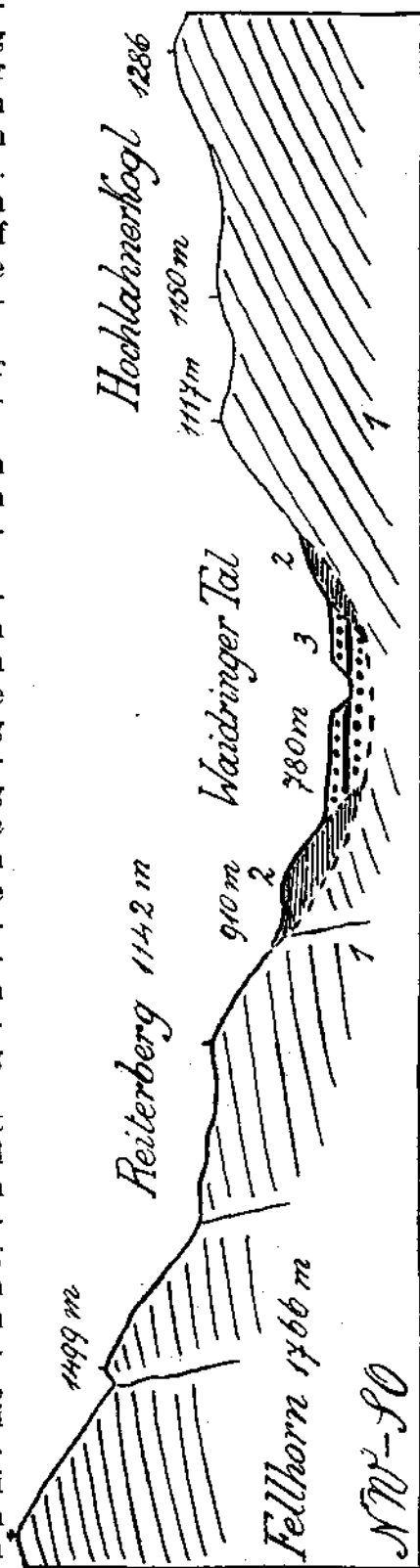


Fig. 7.

1 = Ältere Aufschüttung von bunten Schottern. Sie bildet heute nur noch tiefabgetragene, abgerundete Terrassen.
3 = Jüngere Aufschüttung von bunten Schottern, Sand und Bändernton. Diese Aufschüttung bildet scharfkantige Terrassen.

Mit diesen Angaben will ich hier die Beschreibung der aus dem Tertiär überlieferten Großformen und ihre seitherige Umgestaltung beschließen, um nun zu der Untersuchung des Verhältnisses zwischen diesem Niederspannungsgebiete zu den hohen Schubmassen überzugehen. Die Schubmasse des Kaisergebirges ist erst durch die Neuaufnahme als solche erkannt worden, nachdem Leuchs die Hochstellung dieses Gebirges durch vertikale Verwerfungen erklärt hatte und auch heute noch so erklären will.

Im Jahre 1921 hatte ich noch an zwei Stellen eine Auflagerung von Häringener Schichten auf der Kaisergebirgsdecke angenommen.



Fig. 8a.

1 = basale Trias. 2 = überschobene Trias.

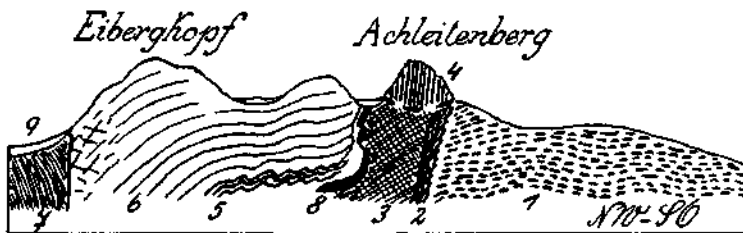


Fig. 8b.

1 = Buntsandstein. 2 = Rauhwacke, Gutensteiner Kalk, Muschelkalk. 3 = Dolomitbreccie. 4 = Muschelkalk, Wettersteinkalk. 5 = bituminöse Lagen in 6. 6 = Hauptdolomit. 7 = Gosaumergel. 8 = Häringener Schichten. 9 = Grundmoräne und Hangschutt.

Die weitere Untersuchung hat aber ergeben, daß dies an der einen Stelle, nämlich im Weißachdurchbruch, sicher nicht der Fall ist, an der anderen Stelle bei Dux eine Einklemmung von unten her ebenso wahrscheinlich wie eine solche von oben her ist.

Das Profil am Weißachdurchbruch (Fig. 8a—8b) ist deshalb sehr interessant, weil es nicht nur zu erkennen gibt, daß die Häringener Schichten nur zum basalen Gebirge gehören, sondern daß auch die Gipfelmassen des Achleitenbergs sowie die gegenüberliegende des großen und kleinen Bölfen Schubmassen sind, die heute von der Kaisergebirgsdecke getrennt sind, zu der sie wohl gehören.

Damit erklärt sich auch der Einschub der Bölfenmasse gegen die Häringener Kohlenmulde und die Verbiegung und Anschoppung der Flöze durch eben diesen Einschub.

Es wird aber auch das merkwürdige „Gosaunest“ von Eiberg nun als ein „Fenster“ unter der Kaisergebirgsdecke deutlich.

Die Ähnlichkeit zwischen den Ablagerungen von Eiberg und jenen von Schwendt im Kössener Becken ist durch die Auffindung der Gosakonglomerate und der roten Senonmergel vergrößert worden.

Während das Kaisergebirge im Norden weithin auf Tertiär, und zwar auf Oberangerbergsschichten aufgeschoben erscheint, zieht sich an seiner Südseite als unmittelbare Fortsetzung der Unterberghorn- und Kirchberggruppe ein Vorgebirge hin, das mit dem Niederkaiser beginnt und sich dann schmaler werdend über den Hintersteiner See zum Becken von Eiberg und Häring verfolgen läßt. Hier weicht die Kaisergebirgsdecke zurück und darunter taucht nun die Gosau von Eiberg auf, über der sich dann weiter westlich die Tertiäralagerungen von Häring einstellen.

Wir sind also immer derselben alten Oberfläche folgend vom Tertiär im Kössener Becken auch hier wieder zu der Tertiärküste im Unterinntal zurückgekommen.

Das heißt mit andern Worten, die Kaisergebirgsdecke ist auf ein Relief überschoben, das sich nicht wesentlich von der alten Auflagerungsfläche des Unterinntaler Tertiärs unterscheidet und das sich westwärts unter die heutige Innebene einsenkt.

Die Einschiebung selbst kann erst nach der Einmündung des Tertiärs, also am wahrscheinlichsten im Miozän, vollzogen worden sein.

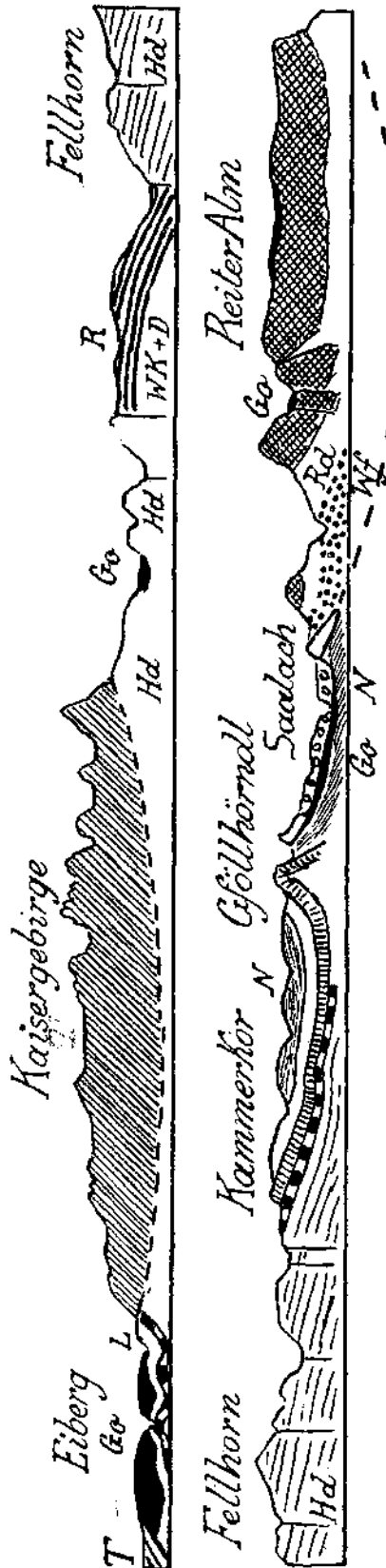


Fig. 9.

Wf = Werfener Schichten. Rd = Ramsandolomit. WK + D = Weistersteinkalk und Dolomit. R = Raibler Schichten. Hd = Hauptdolomit. L = Lias. N = Neokom. Go = Gosauschichten. T = Alltertiär. Schubmasse des Kaisergebirges = schräg schraffiert. Schubmasse der Reiteralm = gegittert.

Vielleicht steht mit dieser Einschiebung auch die Schrägstellung der Unterinntaler Tertiärmulde und die Abknickung und Niederpressung des Pendling-Rauschberg-Zuges in unmittelbarem Zusammenhang.

Wie das Ostwestprofil (Fig. 9) vom Kaisergebirge zur Reiteralm lehrt, gliedert sich das Untertauchen der alten tertiären Oberfläche gegen Westen unter das Kaisergebirge ebenso der weiten mittleren Aufwölbung an wie das Untertauchen gegen Osten unter die Schubmasse der Reiteralm. Nur erfolgt das letztere viel steiler, was aber wahrscheinlich auf Rechnung späterer Störungen zu setzen ist.

Die weite Aufwölbung der tertiären Oberfläche zwischen Kaisergebirge und Reiteralm hat auf den Lauf der Entwässerung einen entscheidenden Einfluß genommen.

Der Inn durchbricht die Kalkalpen gerade an jener Stelle, wo der Pendlingzug vor dem Kaisergebirge ganz niedergedrückt erscheint, und die Saalach folgt deutlich der mächtigen Niederbiegung, in welcher die Schubmasse der Reiteralm lagert.

Die zwei Quertäler, welche dazwischen die Anfwölbung durchbrechen, Paß Grießen—Kohental sowie die Großache, aber laufen mit wirksamen, nordsüdlich streichenden Verwerfungen parallel.

Der Aufbau und Schichtbesitz der Reiteralm- und der Kaisergebirgsdecke sind recht verschieden.

Die Reiteralmdecke ist zunächst einmal zweiteilig. Diese Zweiteiligkeit der Schubmasse ist ganz klar entwickelt, obwohl sich F. Hahn seinerzeit dagegen ausgesprochen hat.

Auf den gegen Osten zu untertauchenden Massen von Kammerkör, Loferer und Leoganger Steinbergen liegen eine Reihe von einzelnen größeren und kleineren Schubschollen mit abweichender Schichtentwicklung in Hallstätter Fazies.

Es ist möglich, daß der von F. Hahn als Abart des Dachsteinkalkes beschriebene sogenannte Lerchkogelkalk zum Wettersteinkalk gehört.

Damit würde diese untere in einzelne Keile und Schollen aufgelöste Schubmasse der Kaisergebirgsdecke etwas näher gerückt, wenn auch immerhin noch genug Unterschiede bestehen bleiben.

Große Ähnlichkeit besitzen diese Schubschollen an der Saalach mit jenen des Roßfeldes, der Halleiner und Lammer Gegend nicht nur in der kleinscholligen Tektonik und in der Schichtentwicklung, sondern vor allem auch in der tektonischen Einordnung unter die Schubmasse des Untersberges, welche ja genau der Reiteralmdecke entspricht.

Für eine solche Zweiteilung haben sich auch bereits Pia und Spengler ausgesprochen. Neu ist der Befund, daß nördlich von Lofer in zierlich großer Erstreckung Reste von Gosauschichten, entlang der Überschiebungsränder, zu finden sind, welche wohl nur durch die Schirmwirkung der Schubmassen aufbewahrt wurden.

Die Gosauschichten zeigen eine reiche Gastropodenführung und den Einschluß von Pechkohlen.

Die Reiteralmdecke selbst besteht von unten nach oben aus Werfener Schichten (nicht Buntsandstein!), Ramsaudolomit, Spuren von Raibler Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk.

Von jüngeren Schichten sind nur eine Reihe von kleineren Hierlatschollen erhalten.

Mit tiefer und scharfer Transgression liegt dann die Gosau darüber gebreitet.

Die unmittelbare Fortsetzung der Reiteralm bildet das Lattengebirge und das Untersbergplateau bei Salzburg.

Sie zeigen einen sehr ähnlichen Schichtgehalt und äußeren Aufbau, nur daß z. B. auf dem Untersberg noch größere Massen von Tithonkalk von der Gosautransgression verschont wurden.

In den Werfener Schichten schalten sich in der Gegend von Hallein und Berchtesgaden größere Massen von salzführendem Haselgebirge mit exotischen Gesteinsschollen ein.

Die Entwicklung der Werfener Schichten mit fossilreichen Kalken und Mergeln ist deutlich von dem echten Buntsandstein mit seinen bunten Quarzsandsteinen und seinen blutroten Schiefen verschieden, wie er an der Südseite des Kaisergebirges, der Kirchberggruppe und der Leogänger Steinberge prächtig ansteht.

An der Zusammengehörigkeit der Schubmassen von Reiteralm—Lattengebirge—Untersberg ist ebensowenig mehr zu zweifeln wie an der Unterlagerung dieser mächtigen Schubdecke durch eine tiefere, ganz in Einzelschollen aufgelöste Bewegungsmasse.

Diese Unterlagerung tritt allerdings im wesentlichen nur an der West- und Ostseite entlang des Saalach und Salzachdurchbruches, nicht aber in der Mittelregion zutage.

Über das Alter der Einwanderung dieser Schubmassen gehen die Ansichten derzeit weit auseinander.

Nach den Angaben der bayrischen Geologen soll der Einschub der „Berchtesgadener Decke“ bereits vorgosauisch erfolgt sein.

Auch die Kartendarstellungen von F. Hahn für das Saalachgebiet, Gillitzer für die Reiteralm, Lebling für das Lattengebirge, Fugger für den Untersberg lassen eine enge Verkittung durch Gosau und Tertiär mit dem basalen Gebirge bestehen.

Ich möchte demgegenüber wenigstens als Arbeitshypothese auch für diese große Schubmasse einen tertiären Einschub in Erwägung und Prüfung ziehen.

Es hat sich ja auch für das Kaisergebirge erst in der neuesten Zeit nach wiederholter Prüfung die tertiäre Einwanderung als wahrscheinlich herausgestellt.

Auffallend bleibt weiter die schräge Nordfront dieser Schubmasse, welche ähnlich wie die Schrägstellung der Unterinntaler Tertiärmulde verläuft und das Auftauchen der stark gestörten Tertiärschichten in dem tiefen Einschnitt zwischen Lattengebirge und Untersberg.

Vom morphologischen Standpunkte ist die Einwanderung der Schubmassen auf ein „Tertiärrelief“ die einfachste Lösung, welche sich am engsten an das heute vorliegende Landschaftsbild anschließt und die geringsten Erosionseingriffe erfordert.

Die Hochstellung der Schubmassen ist dabei bereits als solche gegeben.

Wenn man die weitere Annahme hinzufügt, daß diese Schubmassen nicht als eine streng zusammenhängende Decke, sondern bereits

aufgelöst in einzelne große Schollen ihre Einwanderung vollführten, so erspart man für die Erklärung der heutigen Formen weiter riesige Erosionsbeträge.

Für eine solche Annahme kann man mehrere Gründe geltend machen.

Die Schubkörper liegen heute hier ersichtlich in weiten Mulden des basalen Gehirges.

Diese Erscheinung kann auf drei verschiedene Arten gedeutet werden.

1. Sie sind nur in den tiefen Mulden vor der Abtragung bewahrt geblieben.

2. Sie sind als freie Schollen vor allem in Mulden hineingeglitten.

3. Sie haben durch ihr eigenes Gewicht den Untergrund muldenförmig eingedrückt.

Die erste Erklärung setzt große geschlossene Schubmassen voraus.

Die zweite ist nur möglich beim Vormarsch getrennter Schollen.

Die dritte ist bei aufgelösten, aber auch bei geschlossenen Schubmassen denkbar, wenn letztere durch die Erosion entsprechend vorher zerschnitten worden sind.

Es ist nun zu fragen, welche von diesen Erklärungen für unser Gebiet die größte Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Wenn die Schubmassen als eine geschlossene Decke eingewandert sind so müßte dies bereits in vorgosauischer Zeit gewesen sein, ja die Schubmassen müßten zur Zeit der Gosautransgression nahezu auf ihre heutige Schollengröße zugeschnitten gewesen sein, weil sich sonst die Gosauablagerungen unmöglich zugleich zu ihren Füßen und auf ihren Köpfen hätten niederschlagen können.

Diese Erklärung der vorgosauischen Einwanderung der großen Schubmassen, welche ich selbst durch lange Zeit für sehr wahrscheinlich hielt, zwingt uns, in die vorgosauische Zeit nicht nur die größten Massentransporte, sondern auch die größten Erosionsleistungen einzusetzen, weit größere als wie sie in nachgosauischer Zeit hier zu erkennen sind. Dies verleiht dieser Erklärung einen etwas verdächtigen altehrwürdigen Anstrich.

Dazu kommt die weitere Unwahrscheinlichkeit, daß das Gosaumeer die großen Höhenunterschiede zwischen dem Fuß und dem Kopf der mächtigen Schubkörper nicht nur überflutet, sondern auch insedimentiert haben soll. Morphologisch ist diese Ableitung nicht gut verständlich.

Der Gegensatz eines Niederspannungsreliefs zu einzelnen Hochelementen soll bereits in vorgosauischer Zeit durch Erosion angelegt und im wesentlichen bis heute erhalten worden sein.

Das ist eine entschieden viel zu weit gehende Veralterung der Landschaftsformen, welche die ganze seitherige Erosionswirkung allzu gering bewertet.

Ich möchte also demgegenüber die Hypothese einer tertiären Einwanderung der Schubmassen in den Vordergrund der Beachtung und Prüfung rücken.

Diese Hypothese zwingt zur Annahme, daß die Gosauschichten auf dem basalen Gebirge und auf den Schubmassen ursprünglich getrennte Bildungen waren, die erst durch die großen Überschiebungen benachbart wurden.

Ein sehr großer Teil der Beobachtungen ist in den ganzen Nordalpen mit dieser Deutung ohne weiteres vereinbar.

Andere Angaben stimmen damit nicht zusammen, und es ist daher für diese eine neuerliche Prüfung unerlässlich.

Was endlich die Frage betrifft, ob unsere Schubmassen als zusammenhängende Decke oder aufgelöst in Schollen über das Tertiärrelief eingewandert sind, so möchte ich der letzteren Meinung den Vorzug geben.

Damit verlasse ich das Gebiet der Schubmassen und wende mich der Morphologie der Loferer und Leoganger Steinberge zu, welche wieder ein anderes und selbständiges Hochgebirgsrelief innerhalb der Niederspannungen bedeuten.

Ihre Hochstellung tritt von Norden, Westen und Süden dem Beschauer besonders wirkungsvoll gegenüber, während dies von Osten her weniger der Fall ist.

Am auffallendsten ist die machtvolle Hochstellung gegenüber der niedrigen und alteingeebneten Kirchberggruppe, welche durch die tiefe Furche des Pillerseetales von den hohen Steinbergen getrennt wird.

Ein Höhenunterschied von etwa 800 m trennt die beiden in ihrem Schichtfundament eng verwachsenen Gebirge.

Noch größer aber ist vielleicht der Unterschied in ihren Oberflächenformen.

Die Loferer und Leoganger Steinberge werden selbst wieder durch die breite und tiefe Furche des Römersattels voneinander geschieden.

Diese gewaltige Furche zwischen den beiden Hochgebirgen ist eine mehrteilige (Fig. 10) und enthält in dem langen wohlzugerundeten Rücken des Hochsäl ein Flächenstück, das offenbar mit den Erhebungen der Kirchberggruppe in Übereinstimmung steht.

Bemerkenswert ist hier weiter der Umstand, daß die hier durchstreichende Zone der Raibler Schichten nicht mit den tiefsten Sattelleinschnitten zusammenfällt.

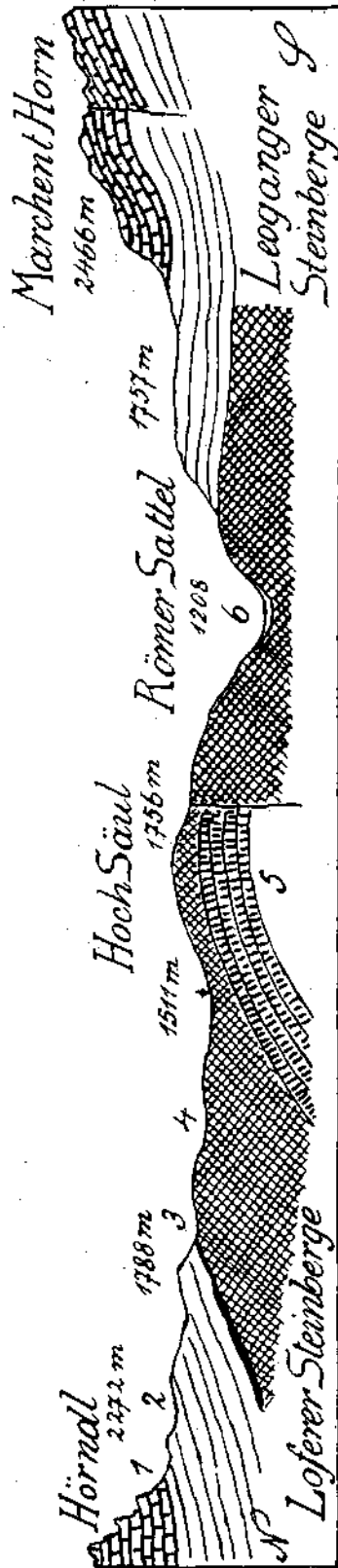


Fig. 10.

1 = Dachsteinkalk. 2 = Dachsteindolomit. 3 = Raibler Schichten. 4 = Wettersteindolomit. 5 = Wettersteinkalk. 6 = Schuit.

Es ist nun von Interesse, daß die tiefe Furche des Römertales in ihrer Uranlage bereits zur Zeit der Einschiebung der großen Schubmassen vorhanden war.

Dies ergibt sich unmittelbar schon aus der Karte von F. Hahn im Jahrbuch 1913.

Während sonst am ganzen Ostrande der Loferer und Leoganger Steinberge der Dachsteinkalk samt jüngeren Schichten die Basis der Schubdecken bildet, fehlt genau in der Fortsetzung des Römertales die mächtige Dachsteinkalkzone und die verschleppten Neokomschichten stoßen unmittelbar an den Ramsaudolomit.

F. Hahn hat dieses Verhältnis durch eine Verwerfung zu erklären versucht.

Ich glaube aber, daß die Annahme einer alten Furche die Erscheinungen hier zutreffender erklärt.

Danach wäre die Entzweischneidung der Loferer und Leoganger Steinberge schon zur Zeit der großen Überschiebungen wenigstens in der Uranlage vorhanden gewesen.

Wenn wir nun diese beiden Gebirge näher betrachten, so fällt uns einmal ihre große Ähnlichkeit auf, welche auf gleichem Material und ähnlichem Bauplan beruht.

Weiter tritt bei beiden Gebirgen der Gegensatz zwischen je drei schroffen, wild zerrissenen Flanken und je einer merkwürdig ruhig, breit und gelassen geformten Oberfläche klar hervor, welche letztere ungefähr parallel mit den Schichtflächen gegen NO zu niedergehogen erscheint.

Der Gegensatz dieser beiden Formenwelten bildet für den Morphologen eine reiche Quelle von Anregungen und Einsichten. Ich versuche, diesen Gegensatz der Formen im folgenden lebendig zu machen und eine mechanische Begründung für seine Herausbildung zu geben.

Jede dieser Formengruppen ist für sich selbständig und in sich geschlossen. Im Verhältnis zueinander erweisen sich aber die steileren Formen insofern als die lebendigeren, als sie die flacheren verzehren.

In diesem Sinne kann man auch die einen als Alt-, die anderen als Neuformen bezeichnen.

Die Altformen werden durch einfache und großangelegte Raumgestaltung charakterisiert. Sie erinnern mit ihren schönen, weiten, hellen Räumen an die stillen alten Herrenhäuser mit ihren breiten Treppen und Gängen und hohen Gemächern.

Die Steilhänge der Neuformen dagegen weisen eine zusammenlaufende, bis ins kleinste zweckmäßig geordnete Regelung, ein tausendfältiges reich verzweigtes Furchennetz auf, das der Erosion nicht nur zahllose Angriffsstellen, sondern auch dem Bruchschutt die schnellste Abfuhr ermöglicht.

Diese schroffen, manchmal an 2000 m hohen, einheitlich von oben bis unten zerfurchten Steilhänge tragen die Neuheit und Unbeständigkeit ihrer Formenwelt klar genug zur Schau und beweisen dies noch weiter durch die riesigen Schuttkegel, welche ihren Schluchten entströmen. Sie gehören zu den veränderlichsten Formen der Landschaft und zu ihren mächtigsten Schuttlieferanten.

Im Bereiche der Altformen sinkt dagegen die Schuttlieferung auf ein Minimum, und für die Abfuhr ist keine gute Vorkehrung getroffen.

Wer die merkwürdig steil aufgewölbten und von unten bis oben breitsohligen Hochtäler im Bereiche der Altformen hinaufsteigt und die anschließenden Kare durchwandert, wird über die Schuttarmut erstaunt sein. Weit und breit tritt der Fels nackt zutage. Dies ändert sich nicht, ob das Tal nun in Dachsteinkalk oder in Dolomit eingeschnitten liegt.

Diese Armut betrifft aber nicht nur den postglazialen, sondern auch den glazialen Schutt.

Wir finden hier im Bereiche der Altformen nur recht geringfügige Moränen aus der Zeit der Vergletscherungen, wogegen im Bereiche der Neufornen vielfach gewaltige Moränen und Blockmassen der Lokalvergletscherung lagern.

Auch die Gehängebreccien haben sich ausschließlich innerhalb der Neufornen angesiedelt.

Es macht den Eindruck, als ob die Altformen für den Aufenthalt und die Bewegung von Eismassen so vollkommen passend eingerichtet waren, daß das Eis der letzten Eiszeit an den vorliegenden Formen nur wenig mehr zu ändern fand.

So einheitlich die Altformen aus der Ferne wirken, so erkennt man doch in der Nähe auch hier noch Reste älterer Formen.

So umspannt z. B. in der Umgebung der Schmidt-Zabierow-Hütte (Fig. 11) ein höherer Felsaum das mehrteilige tiefe Kar der

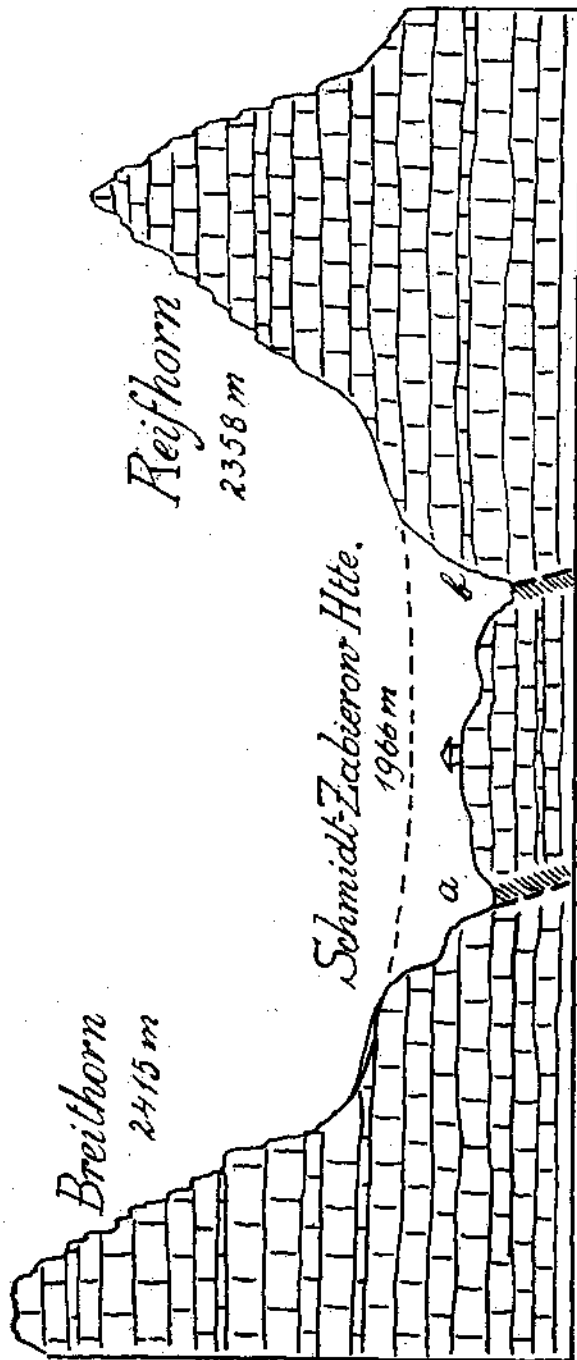


Fig. 11.

a, b = Verschiebungszonen im Dachsteinkalk.

Wehrgrube, welches also in einem noch breiteren und höheren Karboden eingesenkt erscheint.

Die Kare selbst sind vielfach wohl durch dolinenartige Verwitterung trichterförmig vertieft.

Interessant ist, wie auch Fig. 11 zeigt, daß die größeren Störungslinien sich durch leichtere Verwitterbarkeit tiefer einprägen und auf den Graten Scharten und in den Karen Gassen bedingen.

Der Gegensatz zwischen den breiten Felssohlen und den steilen Seiten- und Gipfelwänden ist ungemein scharf ausgeprägt.

Vielfach sind hier die Hohlkehlen noch ohne Verschüttung im blanken Fels zu sehen. Man wird diese Hohlkehlen wohl nur durch die Einwirkung des bewegten Eises, und zwar durch seine ausschleifende Tätigkeit erklären können, weil dieselben auch bei verschiedenen Schichtneigungen immer gleich sauber ausgeführt erscheinen. Da solche Ausschleifungen ja nur möglich sind, wenn das bewegende Medium von einer Talseite zur andern reicht und so eine entsprechende Gegenpressung vorhanden ist, so können dieselben wohl nur zur Zeit der Großvergletscherungen ausgebildet worden sein, wo die Kar- und Talräume genügend hoch mit fließendem Eise erfüllt waren. Jedenfalls bieten diese blanken Felssohlen mit den seitlichen Hohlkehlen und Steilwänden ohne viel Verschüttung prachtvolle Beispiele für breit-U-förmige Talumformungen durch das fließende Eis.

Während aber der Querschnitt dieser Täler ausgezeichnet dem eines verhältnißmäßig breiten glazialen Taltroges entspricht, stimmt der Längsschnitt ganz und gar nicht dazu.

Wenn wir den Querschnitt durch die Loferer Steinberge (Fig. 12) näher betrachten, so wird uns diese Erscheinung offenbar. Der Querschnitt zeigt zunächst die starke Einseitigkeit zwischen der Alt- und Neuformseite, weiter aber auch, daß die Altformseite konvex, die Neuformseite konkav gebaut ist.

Während das Altformtal in voller Breite und in einem Schwunge sich bis zur Karschwelle aufwölbt, zeigt das letztere einen gut abgegrenzten, ziemlich tiefliegenden Trogrand und Trogschluß. Die darüberliegenden Karnischen sind dafür undeutlicher und verkümmert. Es scheint mir dies wieder ein Hinweis zu sein, daß die Anlage von Trogrändern und Stufen weniger auf die Wirkung von Eisströmen als auf jene von Hebungen zurückzuführen ist.

Ich gehe nun dazu über, das Zustandekommen eines solchen Formenunterschiedes zu erklären. Es ist wohl ziemlich naheliegend, die Hochstellung der Loferer und Leoganger Steinberge mit ihren hochaufgewölbten Altältern (scherzweise „Brust-heraus-Täler“ genannt) durch eine entsprechende Aufbiegung tektonisch zu begründen.

Sucht man aber nach den Verwerfungen, welche etwa dieses aufgehobene Stück Land gegen das tiefere Umland abgrenzen sollen, so sind keine entsprechend großen Linien nachzuweisen.

Andererseits ist die Erscheinung einer Heraushebung und Aufbiegung gerade bei den Loferer und Leoganger Steinbergen außerordentlich klar entwickelt.

Dies hat mich nun auf den Gedanken gebracht, daß die Heraushebung nicht mit einem großen Ruck, sondern vielleicht mit vielen kleineren erfolgt ist, welche sich nicht zu einer einheitlichen Verwerfung, sondern nur zu einer Störungszone summieren lassen.

Eine solche Störungszone ist nun tatsächlich rings um die Heraushebungen her an manchen Stellen durch kleine staffelförmige Verwerfungen und die Einschaltung von Mylonitisierungszonen festzustellen. Besonders deutlich ist dies an der West- und Südseite der Loferer Steinberge zu sehen, wo z. B. der Ausstrich der Raibler Schichten wie das Zickzackband einer Kreuzotter erscheint. Vielleicht zeigen hier die starken Erschütterungen, welche vor einiger Zeit die Umgebung von St. Ulrich am Piller See betrafen, die Fortdauer solcher Verschiebungen längs der Hebungszone der Loferer Steinberge an.

Es ist nun eine wichtige Frage, ob vielleicht die Gebiete der Neuformung Gebiete von jüngeren und intensiveren Störungen sind als die Gebiete der Altformung.

Dies würde einen Zusammenhang von Tektonik und Morphologie von großer Tragweite bedeuten.

Untersucht man nun mit dieser Fragestellung die Gebiete der Alt- und Neuformen in den Loferer und Leoganger Steinbergen, so erkennt man bald, daß eine Reihe von größeren Verwerfungen beide Gebiete durchschneiden, sonst aber die Störungen im Gebiete der Neuformen wahrscheinlich zahlreicher und vor allem dichter aneinandergerückt sind.

Noch größer aber ist der Unterschied in bezug auf die Mylonitisierungszonen.

Hier sind die Gebiete der Neuformung bei weitem überlegen.

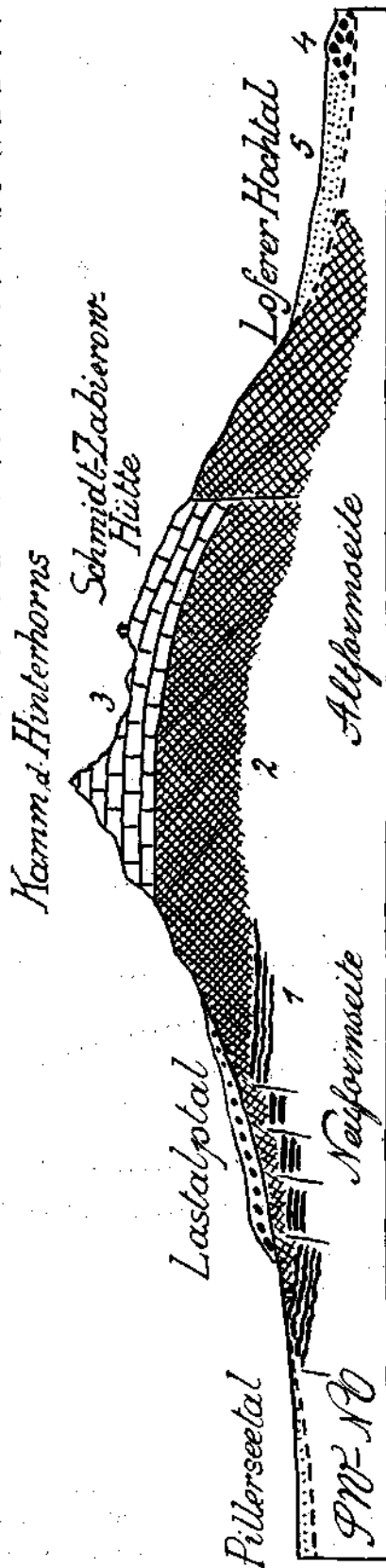


Fig. 12.

1 = Raibler Schichten. 2 = Dachsteintal. 3 = Dachsteintal. 4 = Blockmoräne. 5 = Talverschüttung.

Faßt man diese Erfahrungen zusammen, so kann man etwa sagen, daß sich die Heraushebungen an Störungszonen vollziehen, wobei die kleinscholligen Verwerfungen und die Gesteinszertrümmerungen vielfach eine führende Rolle für die Leitung der Erosionswirkungen innehaben.

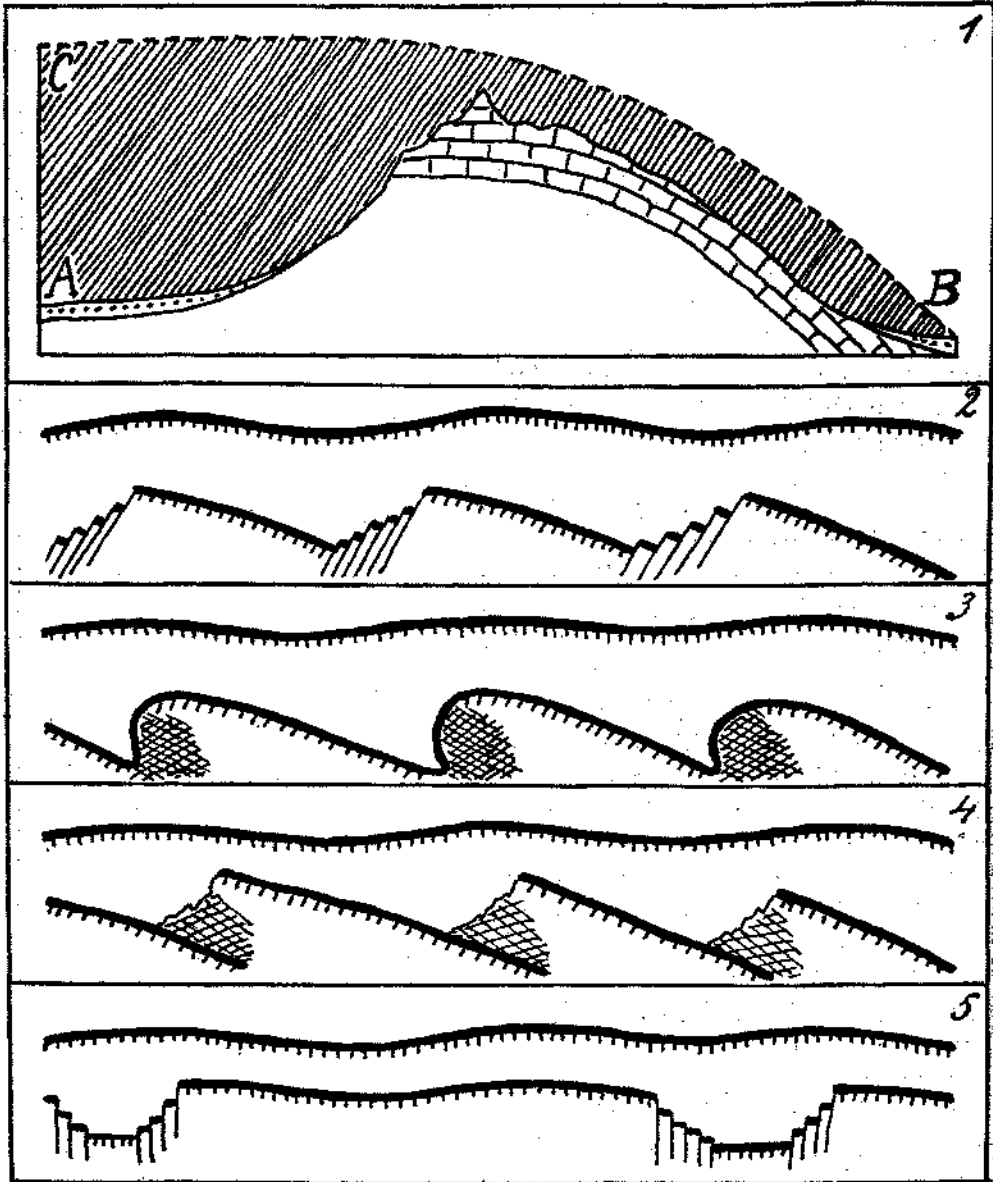


Fig. 13.

1 = Die Herausschneidung der Loferer Steinberge aus einer einheitlichen Aufwölbung der Triasschichten würde einen gewaltigen Arbeitsunterschied zwischen Konvex- und Konkavseite ergeben. 2—5 = Beispiele von wechselnd sanfter und schroffer tektonischer Umformung eines alten Oberflächenstückes.

Fig. 13 soll einige hiehergehörige tektonische Umformungen schematisch vor Augen führen. Es ist die Frage, ob z. B. die heutige Grundform der Loferer Steinberge aus dem gegebenen Urblock-A-B-C bei

ruhender Tektonik lediglich von der Erosion herausgeschnitten wurde oder ob dabei die Tektonik durch eine Reihe von Hebungen und Verbiegungen mitbeteiligt war.

Die Mitbeteiligung der Tektonik kann eine recht verschiedene sein.

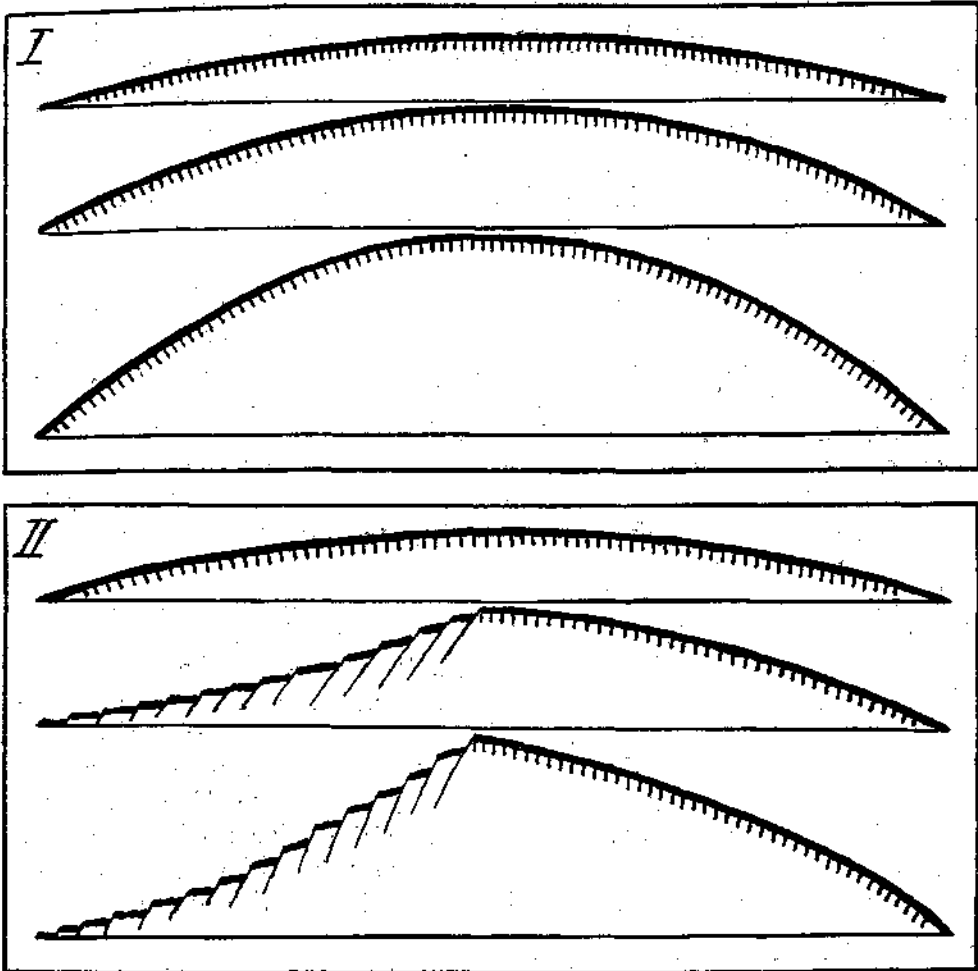


Fig. 14.

I = Formengruppe mit sanfter Aufwölbung, welche der Erosion keine neuen Angriffsstellen eröffnet. *II* = Formengruppe mit sanfter und schroffer Erhebung. Die schroffe Seite bietet der Erosion zahlreiche neue Angriffsstellen.

Die Beispiele von Fig. 13 zeigen übereinstimmend, wie durch eine schroffere Tektonik jeweils der Angriff und der Fortschritt der Erosion außerordentlich begünstigt und belebt wird.

An solchen Stellen schlägt dann gleichsam die Neuschaffung von Formen ihre Werkstätten auf, die durch ihre ständig wechselnden und oft überraschend kühnen Formen unser Entzücken erregen.

Die Altformen aber vermögen sich im Schutz sanfter Verbiegungen selbst zwischen schroffen Störungszonen lange zu erhalten.

Damit kommt man zu dem mechanischen Prinzip von der Erhaltung von Oberflächenformen durch tektonische Schonung und der raschen Zerstörung durch eine schroffere Tektonik.

Es ist also nicht so sehr der reine Betrag einer Hebung oder Verbiegung, als vielmehr die Form derselben, welche die Wirkung und den Fortschritt der Erosion entscheidet.

Wie das Schema Fig. 14 zeigen soll, können sanft gehobene oder verbogene Flächenstücke selbst bei hohen Spannungen ihre Formen bei gleichem Material sehr lange ähnlich bewahren, während die Bereiche intensiver Störungen der Erosion vielmals günstigere Angriffsstellen offen halten und also Zonen der lebhaften Neuformung bedingen. Die Unterschiede in der Geschwindigkeit der Zerstörung von Landoberflächen im Bereiche von ruhiger und von schroffer Tektonik sind bedeutend.

Es ist recht wahrscheinlich, daß auch ein Großteil der Bergstürze ins Gebiet der Neuformungen gehört und ein gesteigerter Ausdruck derselben ist.

Ebenso scheinen die Gehängebreccien, sofern überhaupt kittbarer Schutt vorliegt, in die Neubauzonen zu gehören, offenbar wegen der hier oft riesig gehäuften Schuttlieferungen. Im übrigen erstreckt dieses Prinzip seine erkennbare Wirksamkeit von mikroskopischen bis zu kontinentalen Dimensionen. Der große Fortschritt der Erosion in den Gebieten andauernder Störungen beruht vor allem darauf, daß hier die Tektonik bereits in größtem Stile die Aufbereitung des Felsmaterials besorgt hat und so der Erosion fast nur mehr die Lockerung und Wegschaffung des Bruchschuttes zufällt.

Das Prinzip der tektonisch mitbegründeten langen Erhaltung oder raschen Zerstörung von Oberflächenteilen gestattet auch die Gesamtbeträge der Erosion für eine Erklärung der heutigen Formen in vielen Fällen wesentlich zu vermindern. Wenn wir z. B. eine alte Verbnungsfläche in zirka 2000 *m* Höhe treffen und die angrenzenden Tal-furchen vielleicht 1500 *m* tief dagegen eingeschnitten sind, so braucht man bei stabiler Tektonik einen Erosionsbetrag von zirka 1500 *m*, dagegen bei mobiler Tektonik vielleicht nur die Hälfte oder noch weniger von diesem Betrage zur Erklärung dieses Höhenunterschiedes. Natürlich gilt dies aber nur, wenn die gleichzeitige Tektonik die Wirkung der Erosion unterstützt.

Hier sind, wie Fig. 15 veranschaulichen soll, schon in dem Zusammen-spiel der Tektonik einer Mittelscholle mit zwei Nachbarschollen viele Kombinationen möglich.

Es zeigt sich dabei, daß zur Schaffung einer und derselben Relief-spannung eine Reihe von Bewegungsmöglichkeiten vorhanden sind.

Ihre Anzahl erhöht sich bedeutend, wenn man außer Ruhelage, Hebung oder Senkung der Schollen auch noch drehende Bewegungen und verschiedene Zeitlichkeit der Vorgänge ins Auge faßt.

Für die morphologische Betrachtung der Landschaft liegen indessen die Verhältnisse wesentlich einfacher.

Zunächst kommt es nur auf den Betrag der erzeugten Reliefspannungen an, wobei es nebensächlich bleibt, wie dieselben zustande kommen. Die morphologische Betrachtungsweise ist hierin viel relativer als etwa die rein tektonische. Das ersieht man auch unmittelbar aus Fig. 15, wo die graphischen Darstellungen das morphologisch gleichwertige Resultat jeweils von mehreren Kombinationen angeben.

Weiter schafft dann der Gegensatz zwischen tektonisch geschonten und tektonisch strapazierten Stellen die Abgrenzung der Bereiche von Formerhaltung und Formzerstörung.

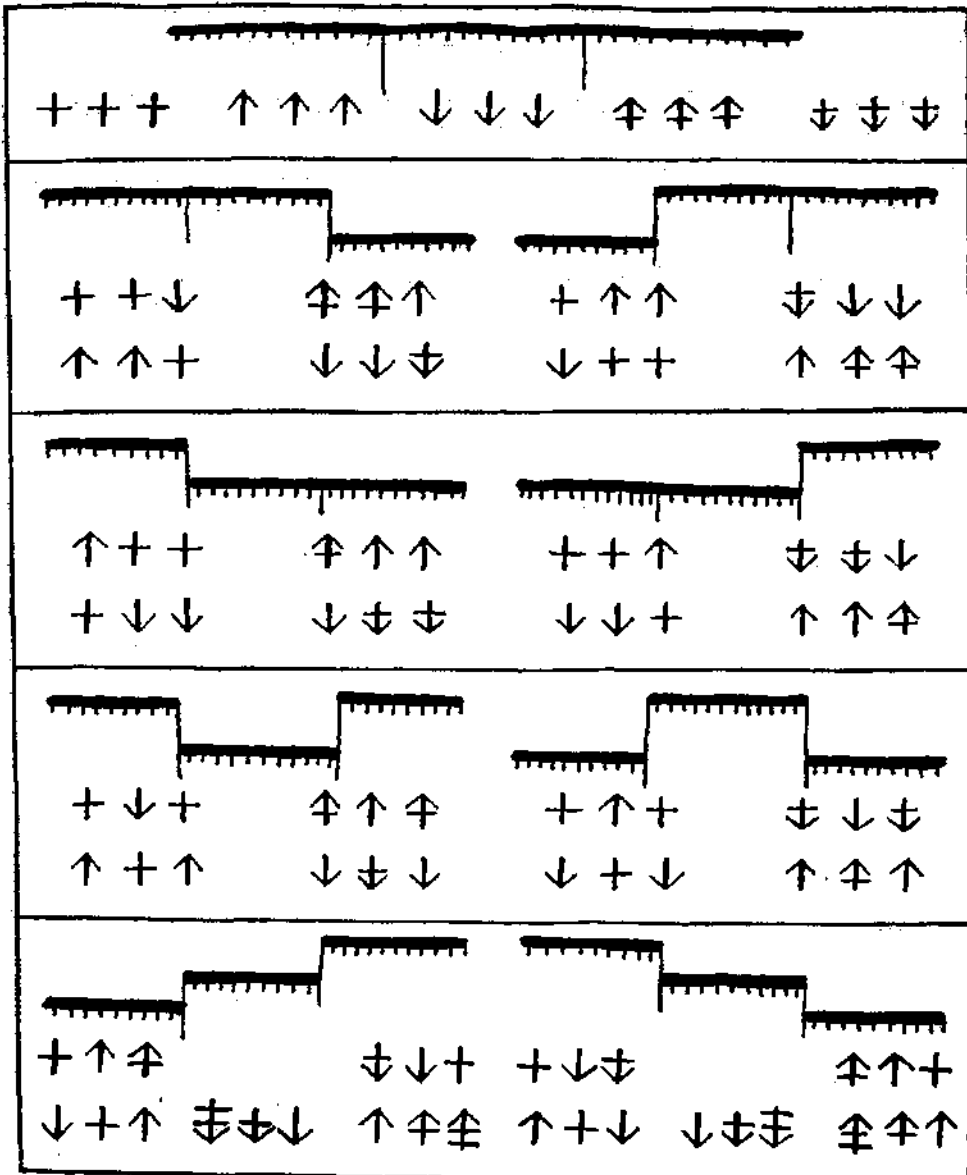


Fig. 15.

+ = Ruhelage. ↑ = geringe Hebung. ⇧ = starke Hebung. ⇨ = sehr starke Hebung. ↓ = geringe Senkung. ⇩ = starke Senkung. ⇩ = sehr starke Senkung. Ausgezeichnet ist jeweils das morphologische Ergebnis der darunter verzeichneten möglichen Kombinationen. Die dicken gezähnten Striche bedeuten Oberflächen, die dünnen vertikalen Linien Verschiebungen.

Andererseits kann die Tektonik in der einen Richtung reliefvergrößernd, in der andern reliefvermindernd mitarbeiten.

Ich beschließe damit diese Untersuchung, obwohl noch eine Reihe von morphologischen Beobachtungen anzuführen wäre.

Einen Teil derselben hat übrigens schon Machatschek in seiner großen Morphologie der Salzburger Kalkalpen vorgebracht.

Das Gebiet im Norden der Loferer und Leoganger Steinberge ist von Hahn, Klebelsberg und Leyden morphologisch untersucht worden, das im Süden anschließende Gebirge der Kitzbühler Alpen von Bettina Rinaldini.

Die geologische Neuaufnahme der Kirchberggruppe hat Kerner-Marilaun ausgeführt und über die Pillerseefurche hat Lichtenegger eine neue morphologische Bearbeitung vorbereitet. Man kann also nicht behaupten, daß es hier derzeit an morphologischen Studien fehlt.

Inwieweit sich dieselben schon heute unter einen Hut bringen lassen, will ich an dieser Stelle nicht weiter untersuchen.

Versuch einer Übersicht der Massen- oder Bodenbewegungen.

Von Vincenz Pollack.

(Mit 13 Textbildern.)

Es herrscht wohl schon seit langem das Bedürfnis, wenigstens vorläufig eine allgemein umfassende, wenn auch vielleicht aus verschiedenen Gründen nur wenig systematisch geordnete Übersicht der am Erdkörper im großen und kleinen vorkommenden alten und neuen Massenbewegungen zu erhalten, einesteils um nicht bloß das theoretisch-praktische Wissen zu erweitern, indem doch auch der Fortschritt auf diesen Gebieten nicht nur für eine in diesen Rahmen weiterschreitende Naturerkenntnis von Wichtigkeit, sondern sie erscheint auch für die Praxis und für Nachbarwissenschaften von besonderem Belang, und weiters wird es auch notwendig, trotz oder in der gewaltig gewordenen Fülle der mannigfachsten Erscheinungen gegebenenfalls ein wohlbegründetes Urteil über deren Gesamtwesen und etwa über Quellen für Einzelfragen gewinnen zu können. Verfasser, seit mehreren Dezennien vielfach mit den Oberflächenbewegungen im weiterstreckten Beobachtungsfelde vertraut, hat ein größeres Lebenswerk in aller Ausführlichkeit darüber in Vollendung, von welchem einiges wenige hier gegeben und daher zur Diskussion gestellt werden soll.

Die fortschreitende Praxis hat immer mehr ergeben, daß sich oft eine scharfe Trennung zwischen Erd-, Tiefen- und Oberflächenbewegungen nicht durchführen läßt, so z. B. in der Schweiz, wo die Feldgeologen für ganze Talflanken die Frage: ob „erosiv“ oder „tektonisch“ offen lassen; ähnlich ist es beim Druck in unterirdischen Räumen, ferner bei gewissen Gebirgsschlägen usw.

Die Schwerkraft wird heute vielseitig als jene Kraft angesehen, der nicht bloß die Oberflächen-, sondern durch Umsetzungen die wagrechten und aufsteigenden tektonischen Bewegungen zugeschrieben werden, und es möge daher zur Vervollständigung des Gesamtbildes entschuldigt sein, daß auch die Geodynamik in groben Hauptzügen um so mehr einbezogen erscheint, als beide vielfach ineinandergriffen und -greifen, sich gegenseitig unterstützen u. a. m. — Orts- oder Lageänderungen im Raume mit der Zeit werden als Bewegung bezeichnet. Es fehlt hier an Raum, um die verschiedenen Arten anzugeben, sowie die mannigfachsten inneren und äußeren Gründe und Anlässe, natürliche und künstliche, Veränderungen und Übergänge.

Ursache und Anlaß; Wirkung.

Nach den Wörterbüchern (z. B. Sander) bezeichnet „Ursache“ den inneren Grund, warum etwas ist oder geschieht, im Gegensatz zum

äußeren Anlaß (Impuls), wodurch etwas in Gang kommt. Jeder Massenbewegung entspricht ein innerer Grund, eine Ursache, während eine oder mehrere unmittelbare Veranlassungen nicht unbedingt notwendig sind, sich oftmals auch schwer sicher nachweisen lassen und oft nur sehr kleine oder unmerkliche mittelbare Anlässe summiert auftreten, welche schließlich eine mehr oder weniger verborgene oder sichtbar werdende Wirkung erzielen; bei manchen Vorkommnissen fehlen auch die zur Beurteilung nötigen Erhebungen oder erscheinen z. T. heute noch nicht möglich. Zu einer Übersicht der auftretenden oder möglichen Ursachen und Veranlassungen ist vorerst noch für die große Gruppe der bleibend verfrachtenden Größt- bis Kleinst-Bewegungen auf gewisse entweder \pm schon vorhandene oder erst während der Bewegung sich bildende Zusammenhangstrennungen (Bewegungsbahnen nach Schwinner), d. i. auf den Ausdruck Rutsch- oder Gleitfläche um so mehr einzugehen, als hier die Terminologie oder Nomenklatur nicht einheitlich ist und dadurch schon mancherlei Mißverständnisse sich ergeben haben.

Rutschflächen im geologischen und bautechnischen Sinne.

Bekanntlich wird der Ausdruck Rutsch- oder Gleitfläche in verschiedenen Abarten auf jede selbst aller kleinste Fläche, auf der eine \pm nachweisbare Verschiebung eingetreten, angewendet ohne Rücksicht darauf, ob eine solche Fläche — abgesehen natürlich von der den Bewegungen gemeinsamen Grundursache der Schwerkraft — als Ursache derselben anzusehen oder aber als Schlußergebnis, als Wirkung entsteht, welcher Unterschied aber in der Bautechnik von Bedeutung wird. Es ist von vorneherein klar, daß alle entstandenen, also vorhandenen oder vorbereiteten Flächen im Gestein, in der Erdkruste (\pm regelmäßige oder unregelmäßige Schicht-, Absonderungs-, Druck-, Zug- sowie Bruchflächen usw. und Zusammensetzungen daraus) somit Stellen geringsten Widerstandes als Gleitflächen dienen können. Demnach ist es weiter leicht erklärlich, daß bei großen und kleinen Faltungen und Fältelungen, Überschiebungen, Schollenbewegungen, die sich äußernde Wagrechtkomponente — mag sie für die einen die bloße Umsetzung der terrestrischen Schwerkraft, für die andern noch fraglicher Herkunft sein — meist die nachgiebigeren Schichtglieder oder Schicht- sowie andere Flächen als Bewegungsbahnen zwar vorzieht, aber naturgemäß im Verlaufe bei festeren Hindernissen durch Ausweichen nach Stellen geringeren Widerstandes oder Druckes wag- bis lotrecht (etwa nach der freieren Oberflächenseite aufwärts), sich betätigt. Sobald diese schiebende oder scherende (gebirgsbildende) Bewegung irgendwo im ganzen oder nur teilweise nachläßt, kann die bisher überwundene zentripetale gewöhnliche Schwere sich bemerklich machen, womit ein Übergang zu den reinen Oberflächeubewegungen geschaffen. Sie sind zwar bisher meist nur für relativ kleine Ausmaße unmittelbar beobachtet, doch liegt eigentlich kein Grund vor, daß sie nicht auch die größten Ausmaße erreichen sollten, womit den auch hier die etwaige Grenze zwischen „tektonischer“ und gewöhnlicher Oberflächenschwerkraftwirkung sich verwischt. Das von manchen angenommene Rücksinken

(Verdichten) von Falten, Decken, die isostatische Wechselbewegung des Untergrundes zufolge Be- und Entlastung, manches aus der „Salz“- und „Granit“-Tektonik, aus dem Vulkanismus usw. deuten wohl darauf. Fungieren also häufig die schon erwähnten, vorher gebildeten Flächen bei den Oberflächenbewegungen als Ursachen der Bewegungen und werden als solche schon seit sehr langem im bautechnischen Sprachgebrauch und in der bautechnischen Literatur (Erd-, Tunnel-, Wasser- und Bergbau) als Rutschfläche bezeichnet, so fungieren sie aber auch, wie soeben erörtert, tektonisch und dynamisch bei den Schwerkraftsumsatzbewegungen der Erdtiefe. In beiden Fällen treten aber auch ohne vorgebildete oder unbehindert durch vorgebildete Flächen Brüche, Abtrennungen ein, wo sie dann unter verschiedenen Bezeichnungen nur die Wirkung einer stattgehabten Massenbewegung abbilden. Beide können sonach ineinander greifen oder nebeneinander bestehen, wenn auch zweifelsfreie Beispiele kaum anzuführen. Die ursächlichen vorgebildeten Flächen, somit solche auf denen das Hangende ins \mp langsame (allfällig auch verborgene) his raschere Gleiten oder Stürzen gerät, könnten daher als eigentliche,¹⁾ im gewissen Sinne als primäre, die Wirkungen als sekundäre Rutschflächen (Scherflächen) bezeichnet werden, was bei den nachfolgenden Erörterungen stets gegenwärtig zu halten ist. Ähnliche (sekundäre) Gleitflächen ergeben sich auch bei der Metallbearbeitung (Tammann). Die Nische beim Flimser Bergsturz wurde auch als Ausgleitfläche (Schichtfläche) bezeichnet.

Form der Bruchflächen.

Aus verschiedenen kleinen und größeren Versuchen²⁾ sowie Beobachtungen in der Natur an natürlichen und künstlichen Trocken- und Naßböschungen sowie unterirdischen natürlichen oder künstlichen Hohlräumen erscheinen im halbwegs bindigen (kohärenten) Material

1) Heim bezeichnete seinerzeit (1882) nur die seitlichen Abgrenzungen zwischen bewegtem und feststehendem Boden z. T. „als weniger wichtige Rutschflächen“, als „Verschiebungsspalten“. In der Zeitschrift des Arch. u. Ing. V. zu Hannover, XXIX (1883), sind bei den Entwässerungen Wiesbaden—Niedernhausen z. T. „Abrisse“ als „Rutsch“-Flächen im Cyrenen-Mergel (eigentlich Letten) bezeichnet, dagegen wird ein Unterschied zwischen „Abgang“ (im Letten sehr häufig) und Gleitfläche gemacht. — Bei der Brücke der Moselbahn (1880) streicht eine Rutschfläche unter dem Moselwasserspiegel aus. Übrigens vermeiden in neuerer Zeit manche Geologen (z. B. Heritsch) den Ausdruck Rutsch- oder Gleitfläche an weniger angebrachter Stelle. — Alle anderen oft in mannigfachen Formen vorkommenden Trennungen, Pressungen, Zerreißen am Grunde der bewegten Masse oder nächst demselben sowie in verschiedener Richtung in ihr selbst, wurden nur selten mit einem besonderen Ausdruck bezeichnet, spielen aber in der Geotektonik eine bedeutende Rolle.

2) Vgl. die Versuche von Engesser im kleinen, Janssen und Prantes im großen, dann Fayols in: Vz. P. Bodensenkungen im Berg- und Tunnelbau mit Berücksichtigung der Versuche in Frankreich. Zeitschr. d. Österr. Ing. u. A. V., 1919 (mit 90 einschlägigen Bildern). — Für denselben Vorgang erscheinen oft mehrere Ausdrücke, für einen Begriff verschiedene Vorgänge und Erscheinungen. Quiring (Entstehung der Schollengebirge, 1913) ordnet nach geometrischen und genetischen Gründen, bei der Bewegung nach Vorgang und Fläche, so Überschiebung und Überschiebungsfläche, Vertikalverwerfung und Sprung, Wagrechtverschiebung und Blatt. „Störung“ wird von Kayser (Geologie) für alle seit Ablagerung eingetretenen Änderungen verwendet, während darunter der Bergmann nur Lageänderungen mit Zerreißen

erfahrungsgemäß im Lotrechtschnitt die Abbruch- oder Rutschflächen als eingebogen gekrümmte (konkave) Flächen, wenn nicht durch eine einflußnehmende andere der besprochenen vorgebildeten Flächen eine ebene Bahn vorwaltet.¹⁾ Bereits in der älteren ausgezeichneten Technischen Geologie von D. Brauns (1878), die eingehend physikalische, darunter die Kohäsionsverhältnisse an Böschungen in der Natur, an Bahneinschnitten, Dämmen, Tunnels usw. ausführlich nach vielfach noch heute geltenden theoretischen und praktischen Gesichtspunkten vertritt, sind die nach oben konkaven, ja überhängenden Naturböschungsabrisse in den Fig. 21 und 22, sowie über (Tunnel-)Hohlräume in Fig. 34 mit der Kohäsion, in Fig. 40 mit Klüftung (Verwerfung) dargestellt. Aus Lockerungen an der freigelegten Innenfläche und doch z. T. nach rückwärts im Gebirge vorhandenen, eintretenden gewölbsartigen Verspannungen entstehen im Querschnitt des unterirdischen Baues grob an Ei- oder Ellipsenform erinnernde Hohlräume (Bruchhöhlen, Verbrüche) von mitunter großen Abmessungen.²⁾ Auch natürliche Höhlen zeigen solche von verschiedenen Einflüssen abhängige Formen. Deshalb wurden den auch vielfältig bei den Erdbauberechnungen die eintretenden Abrißdeformationen nach gekrümmten Flächen z. B. bei den schwedischen Staatsbahnen der Einfachheit halber als

sieht, die andere (Kayser, Höfer) als Verwerfungen bezeichnen. K. Lehmann (Glückauf 1920. S. 1) u. A. sind gewohnt, unter Verwerfung den \pm lotrechten Vorgang an einem Sprung entlang zu verstehen und hat für Bergbauzwecke folgende Bezeichnungen als ausreichend aufgestellt: Lageveränderungen (alle Krustenbewegungen als Wirkung und Ausgleich endogener Kräfte und Spannungen): 1. Biegung, Stauchung, Knickung, Verdrückung; 2. Aufrichtung; 3. Flexur; 4. Faltung; 5. Störung, welche letztere zerfällt in: Überschiebung auf Wechsellinien, Aufschiebung auf Schaufelflächen, Verschiebung auf Verschiebflächen (Blättern), Verwerfung auf Sprüngen. Das bisher am genauesten und besten aufgenommene rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge ist ein im älteren Karbon durch Druck von N nach S stark gefaltetes und später durch westöstliche Zerrung (im Altrotliegenden) und Abrutschungen an Böschungssprüngen entstandenes Schollengebirge: ein Rumpfschollengebirge. (Vgl. auch: A. Krümmner, Tektonik des Emser Gangzuges, 1912.)

¹⁾ Es unterliegt übrigens gar keinem Zweifel, daß vielfach unter dem vielleicht allzuhäufig als tektonisch gewertetem Wort „Verwerfung“, u. zw. nicht bloß bei kleinen Abmessungen, sondern auch größeren Erstreckungen, keine eigentlichen tektonischen Abgänge, sondern \pm bloß Absätzflächen der Oberflächendynamik gemeint erscheinen, z. B. Setzungen in mächtigen weichen, tonigen und sandigen (Tertiär- oder Däuvial-) Massen (vgl. Karrer: 1. Wr. Hochqu. Leitung; Fuchs, Verschobenes Terrain); Nach- oder Böschungssprünge oder -brüche im Rheinischen Kohlengebirge; einige Wände der Nördlichen Kalkalpen (auf weicher Unterlage) gegen das Vorhügelland oder die Ebene.

²⁾ Verfasser hat im Geologischen Teil seiner: Kurze praktische Geometrie für Verkehrs- und verwandte Anlagen, 2. Aufl., Wien 1919, einen größeren Arlbergtunnelbruch (nach dem Überschiebungsblochdiagramm) in einem perspektivischen Diagramm, im Längen- und Querprofil unverzerrt in Maßzahlen auf Seite 263/64 in den Bildern 222, 223, also nicht schematisch, sondern nach genauen Messungen dargestellt, wobei nicht nur in den zahlreichen Schnitten die Gesteinsbeschaffenheit, Schieferung, Quarzbänke und -linsen, Wasser, sondern auch eine flache, verdrehte Überschiebung aus einer gelben Lettenklufft sich genau konstruieren läßt, bzw. ihr langer Verlauf usw. beurteilen läßt. Eine Abscherung im Liegenden aus dem siebenbürgischen Tertiär hat Vz. P. im Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt 1882 in Fig. 8, S. 580 und Tafel XIV in einer „Tegellinse“ gegeben (Fig. 8 und 9 sind daselbst etwas rechts aufzudrehen, wie aus der Beschriftung zu entnehmen).

liegender Kreiszyylinder mit parallel zur Böschung streichender Drehachse (= $\frac{1}{2}$ Halbmond oder 1 Quadrant), als der Natur am nächsten stehend, eingeführt und danach die erforderlichen Gleichgewichtsbedingungen aufgestellt. Ist P das Gewicht der gleitenden abgeessenen Masse, r der Zylinderhalbmesser, a der Schwerpunktsabstand (Horizontalprojektion) der Gleitmasse von der Zylinderachse, b der Flächeinhalt des vorhandenen (abbrechenden) Zylinderschnitts, K die erforderliche Kohäsion für die gewählte Gleitfläche (Kraft/Flächeneinheit), so ist fürs Gleichgewicht: $Pa = bKr$, also $K = \frac{Pa}{br}$.

Beim Bau der St. Louis und South-Eastern R. R. wurden tiefe Einschnitte mit einfüßiger Böschung (45°) in Löß dem Einfluß der Witterung überlassen und wurde nur für Abfuhr des abrieselnden Materiales gesorgt. Mit der Zeit stellte sich in der Böschung durch die Atmosphärien die bekannte oben lotrecht bis überhängend, unten flach verlaufende Stabilitätslinie oder -fläche her, welche nur außergewöhnliche Ereignisse oder sehr lange Zeit ändert. Im Löß eingeschnittene Schluchten und Täler mit analogen Querprofilen (von Lehmpyramiden und anderen Einzelheiten abgesehen), haben den amerikanischen Ingenieuren als Vorbild für dieses Arbeitsverfahren gedient.¹⁾

Ganz oder z. T. geglättete, geriefte oder gestriemte Flächen, nicht selten zufolge anderer Einflüsse: Wasserwirkung, hohes Alter, Verwitterung, Abbröckelung u. dgl. kaum noch erkennbar, erhalten oder verborgen, sind somit Folgen gleitender bis stürzender sowie fließender oder auch schwingender Bewegungen. Sie können von mikroskopischen (Mikrogleitflächen) bis zu gewaltigen Erstreckungen und nach allen Richtungen auftreten und zeigen vielerlei Begleiterscheinungen je nach Materialbeschaffenheit, Masse, Gewalt, Wiederholungen, Widerständen, Pressungen, Zerrungen usw. Oft liegen auch mehrere Gleitflächen übereinander; Unregelmäßigkeiten erzeugen im und an der Grenze des Gleitkörpers und der nicht oder weniger bewegten Nachbarmasse Zertrümmerungszonen, Breccien, Gerölle, Linsen, Kegel, Zylinder, Häute, Parallel- und unregelmäßige Strukturen bis zur Mylonitisierung auf nicht selten bis zu namhaften Mächtigkeiten. Aber auch einzelne Belastungen durch Schollen, Blöcke, größere und kleinere Trümmer geringen Kubikinhaltes bis zu Kubikkilometer bedingen beim Sinken oder einer sonstigen beliebigen Bewegung an den Berührungswänden Glättungen, Ausweich- bis zu Zerstörungsformen. Stollensgspärre werden durch die Gebirgslast abwärts gedrückt und bilden den zurückgelegten Weg mitunter ab.²⁾

Übrigens bilden sich nicht selten die konkaven Abbruchflächen auch für die Oberflächen kennzeichnend ab, wie nachstehende Beispiele zeigen.

1) Der Ingenieur sucht tunlichst „faulem“ Gebirge auszuweichen, die Verwitterung zu verzögern, ihre Wirkung unschädlich zu machen oder abzuschwächen, in einzelnen Fällen sie sich nutzbar zu machen.

2) Vgl. den 0.5 m hohen, 0.3 m breiten Kappenharnisch Bild 2: Überquellung und Gebirgsdruck. Verh. d. Geol. Reichsanstalt 1916, S. 106.

Anlässlich der Beschreibung einer Rutschung gibt Koenen einige schematische Bilder.¹⁾ Zufolge Unterspülung durch Meereswellen etwa 1.5 km nordöstlich von Saßnitz (Rügen) lag ein „halbmondförmiges Gebirgsstück“ (Bild 1) von 100 m Länge noch in der Ausbruchsnische, 10 m tiefer mit der Oberfläche, als der angrenzende Wald und ist diese gegen die Abbruchfläche hin erheblich geneigt, „wie dies häufig vorkommt

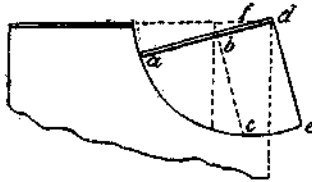


Bild 1.

und dadurch begründet erscheint, daß die Bruch- oder Rutschfläche konkav ist (Bild 1) und der Rutschkörper sich gleichsam um die Achse f dieser Konkavfläche drehte“. Hiebei kann ein Teil des abgerissenen Stückes höher zu liegen kommen als vor der Bewegung, wenn nämlich die Achse noch innerhalb des gerutschten Körpers zu liegen kommt, ähnlich dem Teil ade , wenn auch eine Rutschung im Sinne des Stückes abc meist öfter eintritt. Dasselbe kann vom Absinken an Verwerfungen statthaben; falls die Schichten beidseitig einer Verwerfung verschiedenes Fallen zeigen, so dürfte die Verwerffläche nach jener Seite konkav werden, nach welcher die gesunkenen Schichten steiler fallen. Wenn im allgemeinen in den schematischen Profilen von Dislokationen Verwerfungen (unrichtig) geradlinig gezeichnet erscheinen, „so hat dies seinen Grund wohl darin, daß ihr Einfallen in der Regel nur an der Tagesoberfläche beobachtet werden kann“, daß aber auch „die große Mehrzahl der Autoren die Erfahrungen in der Natur, im Erdbau sowie Berg- und Tunnelbau nicht entsprechend berücksichtigen und ihre gedachten Profile nie mit gemessenen und konstruierten Profilen verglichen.“ „Ein verständlicheres Bild erzielen und auch der Wirklichkeit näher kommen würde man wohl,



Bild 2.

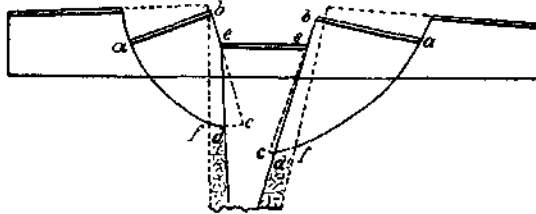


Bild 3.

wenn die Verwerfungen entsprechend gekrümmt angegeben würden; ist ja doch schon oft genug beobachtet worden, daß Verwerfungen in der Tiefe ein flacheres Einfallen annehmen. Das schematische Profil Bild 2²⁾ würde danach etwa nach Bild 3 zu erläutern sein, auf dem durch strichlierte Linien die Ursprungslage der beidseitig an das zuerst gesunkene mittlere Stück herangerutschten Gebirgssteile angegeben ist. Die untersten Teile cde dürften zertrümmert worden und in die darunter klaffende Spalte df teilweise eingestürzt sein. — Bei den Rutschungen

¹⁾ Über postglaziale Dislokationen. Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanstalt für 1886. S. 1 ff.

²⁾ J. C. Russel (Annual Report V. S. Geolog. Survey, Washington 1883, S. 202; Brögger. Über die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords, Nyt. Magazin for Naturvidenskaberne XXX. Bd. 2. Heft., S. 114; dann die Profile an den Hängen des Stadtgebietes Wien (Th. Fuchs) usw., vgl. später S. 54—57 die Bilder 4 bis 9.

in Rügen ist z. T. die Oberfläche landeinwärts geneigt bis zum Beginn des steileren Abhanges.¹⁾ Weiters scheint, als sei der ganze zwischen Küste und Steilhang liegende Gebirgstheil in älterer (postglazialer) Zeit ebenfalls abgesunken, da die Grenze nach oben schon mehr von Hangschutt bedeckt und abgerundet ist, und zwar nicht zufolge Unterspülung durch die See, da die Terrasse auf 3 km zu verfolgen ist, und zwar nach W bis zu 1 km breit werdend; die von O nach W streichende Verwerfung ist in den nördlichsten Kreidebrüchen Saßnitz' gut sichtbar. Es scheint ein stufenförmiges Absinken vorzuliegen sowie daß der Ostseeboden selbst auch in postglazialer Zeit einsank.

Das häufige rückwärtige größere Absinken der Bruchscholle längs der Abrißfläche wird wiederholt in der Literatur erwähnt und abgebildet. Ein jüngeres Beispiel ist bei den großen, auch heute fort-dauernden Glazialrutschungen an der Bahn nächst Frankfurt a. d. Oder²⁾, ein älteres vom September 1884 am linken Klobuczkaufer³⁾ gegeben. Der Bach liegt im Tegel, darüber folgt eine ungeschichtete 10 m dicke Tafel sandiger Löß mit steilen, fast senkrechten Wänden. „Nach den lang anhaltenden Regen des vorigen Spätsommers erweichten die Grundwässer sowohl den etwas sandigen Tegel als den unteren Teil der Lößterrasse, die Unterlage wich nach der Seite aus, wo ein Ausweichen möglich war, nämlich gegen den Bach zu, und der Löß folgte, größtenteils seinen Zusammenhang bewahrend, im Ganzen.“

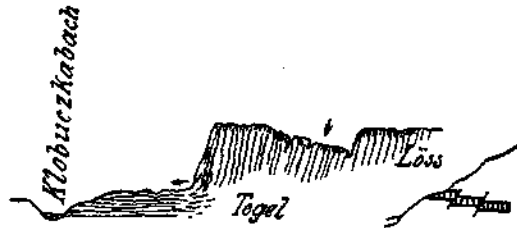


Bild 4.

Bild 4a.

(Bild 4.) In bekannter bogenförmiger Abklüftung löste er sich vom Hinterland, mehrere parallele Klüfte zerlegten ihn in Streifen, die mehr weniger selbständig den Untergrundbewegungen folgten. „Demnach herrscht im rückwärtigen Teil an der Randklüftung mehr die sinkende Bewegung, im vorderen Teil mehr die gegen den Bach zu vorwärtsschreitende.“ So erscheint der Rückteil des Lößes wie in einer Grabenversenkung gesunken, während am Fuß der Lößterrasse auf der berasten Tegelfläche Runzelung und Faltung erscheint. Der Bach wurde gestaut (Auftrieb?).

Das Sinken im rückwärtigen Löß, der nach der Rutschung tiefer kam als die vorderen Teile, erzeugt eine in Sand- und Tegelgruben öfter vorkommende Erscheinung (Bild 4 a). Tertiärschichten zeigen staffelförmige Verwerfungen hintereinander, an welchen die vom Hang weiter entfernten Flügel immer derart die tieferen sind, wie das Bild 4 a darstellt. Es liegt somit keine tektonische, sondern bloß eine Abrutscherscheinung vor. — Ähnliche Verhältnisse besprechen Hilber⁴⁾ und A.

¹⁾ Auch als „Absatzfläche“ oder „Widergebirge“ in neuerer Zeit bezeichnet.

²⁾ Vz. Pollack. Rutschungen im Glazialen, Jahrb. d. Geol. R. A. Wien 1917. Taf. XIII, XII.

³⁾ Becke. Über die bei Czernowitz 1884/85 stattgefundenen Rutschungen. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien 1885, XXXV., S. 397 bis 406.

⁴⁾ Ebenda S. 413.

Form tektonischer Abbruchflächen.

Die im Bild 1 bis 3 schematisch angedeuteten landeinwärts geneigten Bruchstaffeloberflächen kommen aber nicht bloß bei der Oberflächendynamik, sondern auch bei der Tiefendynamik vor, wie nachstehendes Beispiel zeigt. Krenkel¹⁾ hat sie bei der Bruchzone Südafrika—Taurus behandelt, die „durch verschieden gebaute geologische Provinzen und mit ihrem alle Widerstände in altem erstarrten und jungem ungefalteten wie gefaltetem Lande überwältigenden Laufe unter allen Dislokationslinien der Erde wohl ohnegleichen ist.“ Die Gemeinsamkeit der fünf großen Teilgebiete läßt als letzte Heimat der Kräfte „großartige, langwährende Schollenverschiebungen ahnen, die von Strömungen in der plastischen Zone abhängig sind.“ Die Frage: „tektonische oder atektonische Entstehung“ entscheidet Krenkel zugunsten der ersteren. Doch kommen auch „Landstufen“ erosiver Natur vor. Die Tanganjikaformation ist am Seeufer 10 bis 15 km breit, am Ufer sich häufende Verwerfungen, durchzogen zu einem Mosaik von Bruchschollen und -schöllchen längs Haupt- und Nebenverwerfungen, was sich unter dem See fortsetzt. Der ganze Graben ist in bewegliche Schollen gegliedert, die wie Körner eines riesigen Gelenksandsteins ineinandergreifen. An den Grenzflächen der Schollen fanden Bewegungen statt, die auch heute noch durch zahlreiche Beben sich äußern. Die Schollen sind das bewegliche Hilfselement, „das den durch eine großzügige Tektonik der Tiefe verursachten Absenkungsvorgang nach der Erdoberfläche vermittelt“. Die Kleinschollen tragen durch Klüftung, Faltung, Überschiebung sekundärer Natur im seenahen Teil zum Gleichgewichtstreben bei. Die Oberflächen der weiten Großstaffeln besitzen rückläufiges Gefälle vom See landein: damit ist wohl ein Drehen des Absitzkörpers im Sinne des Schemas Bild 1 und die entsprechende konkave Bruchfläche verbunden.

Verbesserungen an schematischen Querprofilen bei Abgleitungen.

Es darf wohl außer Frage stehen, daß für mancherlei Zwecke und Folgerungen die Darstellung der auftretenden Gleitflächen der Natur der Sache sich möglichst anpassen muß und daß unrichtige Bilder weiterer Erkenntnisse sehr im Wege stehen. Selbst im Berg- und Tunnelbau sowie bei natürlichen Deckeneintrutschungen und Umlenkbewegungen über oder seitlich von Höhlungen, wo also stützende Massen noch mehr als bloß bei seitlichen Erosionen entfernt werden, gehen erfahrungsgemäß lotrechte und seitliche Niederbrüche in \pm konkaven Bruchflächen vor sich. Form und Abmessungen der Senkungs- und Bruchzone hängen von einer größeren Zahl von Elementen ab, und zwar hauptsächlich von der Festigkeit und Neigung der Schichten oder Schieferung, der vorhandenen Absonderungen und Brüche, Verwerfungen und anderen geologischen Einflüssen, von der Natur des Bodens und der Mächtigkeit der Bänke, von den Abmessungen der Höhlung, deren Tiefe unter der

¹⁾ Die Bruchzonen Ostafrikas. Geol. Rdsch. 1924, S. 209 ff. (Auch besonderes Werk 1920, Borntraeger). — Anf die Frage der Entstehung der Störungen — ob Antiklinahypothese oder der durch Krenkel auch vertretenen „Zerrung“ (die eigentlich auch auf gewöhnliches Schollenabbrechen hinweisen könnte) wird hier nicht eingegangen.

Erdoberfläche und von der Art und Weise der Entstehung usw., wobei noch die Wirkung der Wässer hinzukommt. Der Einbruchraum kann regelmäßig, unregelmäßig, erhöht, abgeflacht u. dgl. sein und hat der Verfasser an bereits angegebenen Orte eine große Zahl mannigfachster Vorkommnisse eingehend besprochen, auf die hier hingewiesen werden muß. Selbst bei manchen tektonischen Gräben wird wahrscheinlich aus der Grabenbreite (vgl. u. a. auch Bild 3) auf eine \pm geschätzte Grabentiefe, bezw. auf ein Weichen der Unterlage daselbst wenigstens annähernd zu schließen und danach auch der Verlauf der (konkaven) Bruch- oder Gleitflächen zu beurteilen sein. Die Gepflogenheit bei schematischen Skizzen und bei geologischer Kartierung die Brüche, Verwerfungen nach der Tiefe als gerade \pm geneigte (meist sehr steile bis saigere) Abtrennungen anzunehmen, ist zwar, wie bereits erwähnt, nicht selten ein Verlegenheitsmittel der Darstellung, ähnlich der Lesesteingeologie bei fehlenden Aufschlüssen, entstanden dadurch, daß infolge fehlender Aufschlüsse in einem Gebiet, wo zwei Formationen oder Glieder in Berührung zu treten scheinen, nach irgendwelchen Anzeichen (\pm morphologischer oder anderer Art oder auch ohne solche) Grenzen angenommen werden — jetzige wagrechte Deckenbewegungen wurden früher nicht selten als „Verrutschungen“ in mehr lotrechtem Sinne „erklärt“ — oder es wird ein Oberflächenaufschluß nach der Tiefe zu, nicht genau genug für den wirklichen Verlauf verfolgbar und nach obigem am Ausgehenden meist zu steil und zu gerade angenommen oder schließlich auch, weil jener allzukurze Teil der Abrißkrümmung, der im Berg- oder Tunnelbau oben und unten aufgeschlossen genau vermessen aufgenommen wurde oder werden konnte. Doch stellen sich bei der Oberflächendynamik und zuweilen auch bei zutage deutlich ausgehender Tiefentektonik die Verhältnisse etwas günstiger, da als Regel ein gekrümmter Abbruch anzunehmen, wenn auch nicht mit so geringem Halbmesser als etwa von Koenen oder in Schweden gezeichnet wird. Natürlich können da die betreffenden individuellen Anschauungen oder Erfahrungen des Aufnehmers oder Beobachters von wesentlichem Belang sein: in Schrift, Bild und Wort sind unzutreffende Annahmen zu finden, die im vorhinein nicht selten die Überzeugung aufdrängen, daß, wenn überhaupt solche Flächen nötig, ihr Verlauf mehrfach falsch nach Form und Erstreckung in Profilen eingezeichnet erscheinen und wäre wohl zu wünschen, daß derartige bloße Annahmen, ähnlich den „Luftfaltungen“ u. a. in Querschnitten oder im Lageplan mindest etwa bloß strichliert oder punktiert (also noch fraglich bezüglich genaueren Bestandes oder Verlaufes) angedeutet sein sollten, und zwar sowohl wag- wie lotrecht. — Aus den vielen in geologischen Werken gebrachten Beispielen seien folgende herausgehoben.

Zur Talbildung.

In Bild 5 ist unter I bis IV und unter Auslassung von Zwischenstadien, VII, die schematische Darstellung eines Erosionstales in Weichmaterial (oder klüftigem Gestein) gegeben, wobei, abgesehen von den scharfgeraden ebenen Abbruchflächen an den Hängen oder Ufern, im Sand (γ) plötzlich eine wagrechte untere scharfe Grenze der ab-

gerutschten Körper breit und weit unter der Bachsohle ins Gebirge mit scharfen Knick, Wagrechte kombiniert mit versteilterer (!) Böschung im Innern, gezeichnet erscheint, was aus mehrerlei Gründen ganz unmöglich in der Natur ist und auch keine Vorstellung über den Entwicklungshergang zuläßt. Daneben ist im gleichen Bild I a bis IV a und VII a annähernd grob ein möglicher Vorgang gegeben, mit abgerundeten Bruchflächen aber ohne Versteilerung weder im Innern, noch am Ausgehenden, meist ohne bergeinfallenden oberen „Absatzflächen“ der Schollen und ohne sichtbare Stauchung oder Sohlenaufreibung vor oder im Bett ϵ : indem der Bach die langsam zusitzend gedachten Massen allmählich verfrachtet oder indem — was in den Profilen aber nicht dargestellt — die Rutschflächen zunächst der Bachsohle fast wagrecht oder etwas ansteigend gegen die Sohle (Auftrieb durch die seitliche

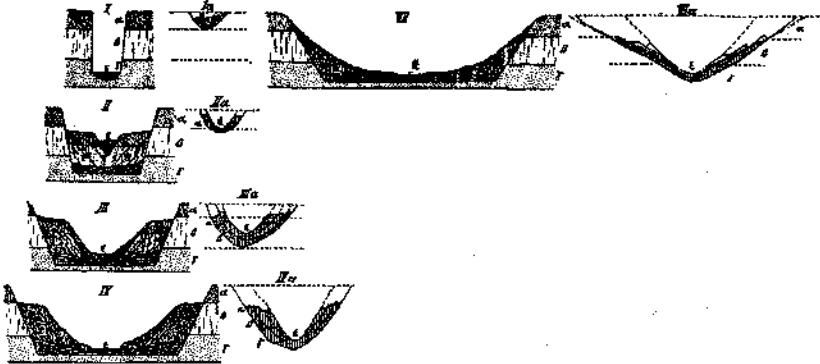


Bild 5. Ursprüngliche schematische Darstellung der Bildung eines Erosionstales in weichem Gelände von der Bildung des ersten Einrisses (I) durch die verschiedenen Stadien der Abrutschung, Fortführung und Ausgleichung bis zur hieibenden Ausweitung (VII) nach Fuchs. α = Schotter, β = Löß, γ = Sand, ϵ = Bach (das abgerutschte und verschobene Gelände ist durch senkrechte Schraffierung in I a bis VII a gekennzeichnet). I a bis VII a verbesserte schematische Darstellung. Die strichpunktierte Linie in VII a am obersten Rand links und rechts stellt die allmählich eingetretene Gleichgewichtsböschung dar.

Schollenlast!) austreichen. ϵ ist unverdrängt am selben Ort angenommen. Wird durch irgend einen Umstand der abtragende Bach ϵ einseitig verschoben (z. B. durch einseitige Auflandung oder ein Hindernis, einseitig stärkere Hangrutschung), so erweitert sich das Tal auf Kosten eines der Hänge, um ein andermal den zweiten Hang zu bearbeiten. Auf jeden Fall nähern sich die Rutschflächen unten den Angriffs- oder Ausweichungsstellen, was aus zahlreichen Versuchen und Naturbeobachtungen hervorgeht.

In Bild 6, 1, sind für das inneralpine Becken (bei Wien) die ursprünglichen drei Tertiärschichten a , b , c noch ungestört am Grundgebirge (rechts in den Querschnitten) angenommen [nebenbei bemerkt wäre die Gleichgewichtsanlagerung solch loser Massen auf dem Grundgebirge (Tegel, Sand, Tegel) unter Rücksicht auf die unvermeidlichen starken Materialsetzungen wohl etwas anders zu skizzieren]; in den Querschnitten 2 und 3 späterer Phasen sind die (durch lange Zeit in der Literatur noch als gerade, ebene, steil zur Tiefe fallende) Verwerfungsflächen bereits gekrümmt gezeichnet, um schließlich in neuester

Zeit (F. X. Schaffer) ohne Verwerfungen in Bild 7, 20 a, in der (verbesserten) Ursprungslagerung, 20 b erodiert und der vermutete jetzige Zustand in 20 c zufolge Rutschungen etwa auf den R_1 und R_2 in der

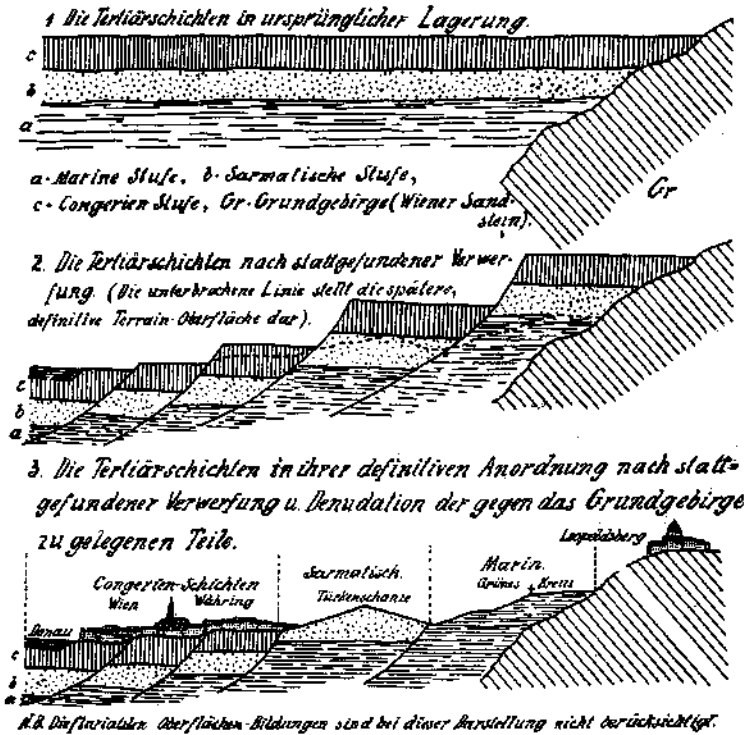


Bild 6.

Richtung der beiden Pfeile, angedeuteten Abrißrändern und erfolgten Abtrag, der gestrichelten (unterbrochenen) Oberflächenlinie in 2 ähnlich zu erscheinen.¹⁾

¹⁾ Die mannigfachen Gebilde der marinen Tertiärschichten des Wiener- oder inneralpinen Beckens (Gerölle, Sande, Tegel) kamen wohl in einem und demselben Meere zur Ablagerung (E. Sueß). Die groben Konglomerate des Strandes sind am besten in den (meist nicht mehr betriebenen) Schottersteinbrüchen bei Kalksburg aufgeschlossen. (R. Hoernes. Bau und Bild Österreichs. 1903. Ebenen. S. 948 ff.) Größerer Sand und Meeresgeröll verkittet, enthalten zahlreiche Hohldrücke und Steinkerne. — Kalkige Skelette einer Alge (submarine Wiese), welche Kalk absondert (*Lithothamnien ramos.*) geben den Leithakalk; zwei Bilder der großen Steinbrüche bei Wöllersdorf am Rande des Neustädter Steinfeldes (Schwemm- und Schuttkegel der Flüsse) zeigen deutliche Schichtung (a. a. O. S. 958) des Kalksteins, der in zahlreichen 0.5 bis 1.0 m mächtigen Bänken aufgeschlossen ist, welche unter ziemlich steilem Winkel (bei 30°) gegen die Steinfeldfläche (Ebene) fallen; doch ist diese Neigung weder eine ursprüngliche, noch durch spätere gebirgsbildende Aufrichtung veranlaßte, sondern ledigliches Nachgeben der Unterlage (Tegel, Sande), randliche Bewegungen, welche auch jüngere, von Th. Fuchs und A. besprochene Auffüllungen der Niederung von Wien zeigen. In einem zweiten Bilde (oberster Steinbruch, Fig. 10, S. 959) ist deutlich das Angrenzen ungestörter, wagrecht gelagerter sowie auch abgesunkener, schräg gestellter Teile zu sehen, überdies im oberen Aufschlußteil eine später, durch Fließwasser verursachte teilweise Zerstörung der Kalkbänke sowie fluviale Absätze, die entweder dem jüngsten Tertiär oder bereits der Eiszeit angehören mögen. Zwischen den Bänken erscheinen auch kleine aber auch stärkere mergelige Zwischenlagen („Amphisteginenmergel“).

Im Wald- oder Kapellenbruch bei Kaisersteinbruch¹⁾ ist eine Zerstörung des Leithakalkes nach dessen Absatz sichtbar.²⁾ Der Kalk ist oben abgeschnitten (Bild 8)

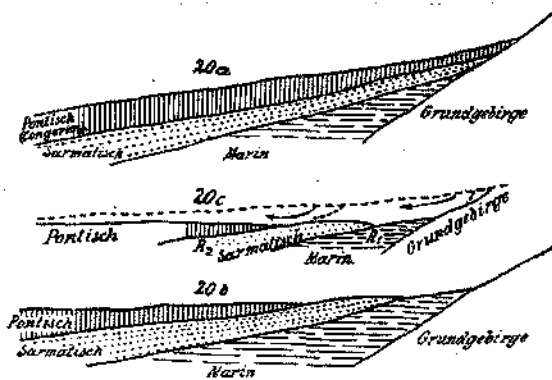


Bild 7.

und auf der Fläche liegen abgerollte Kalkblöcke, dazwischen Quarzgeröll. Es scheint sonach zwischen Leithakalk und sarmatischer Stufe eine Erosionszeit eingetreten zu sein. Die auf die Blocklagerung folgenden Bänke werden sarmatisch sein.

Im nächsten Bild 9 hingegen ist eine auf fast 900 m Tiefe erschlossene „Schaufelfläche“ bis vorläufig zum Zechsteinsalz reichend dargestellt, mit einer Reihe sekundärer Ab- oder Nachbrüchen sowie Spaltenfüllung. Die gegenüberliegende „Graben“-Böschung ist nur angenommen und könnte auch entgegengesetzt einfallen. Diese

ist nur angenommen und könnte auch entgegengesetzt einfallen. Diese

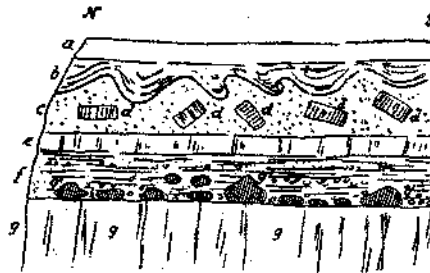


Bild 8. *a* = Humus, *b* = Mergel, sandiger Boden (taschenbildend), *c* = gelblig-sandig (taschenbildend), *d* = Trümmer einer Sandsteinbank voll sarmatischer Bivalven und Cerithien, *e* = harte, grobe Sandsteinbank mit Lithothamnien detritus, *f* = dünn geschichteter grober Sand mit Lithothamnien detritus, *g* = lichter, dichter Lithothamnienkalk mit *Pecten latissimus*, *g'* = abgerollte Blöcke desselben Kalkes, dazwischen viel Quarzgerölle.

Sudheimer Bohrung im hannoverschen Eichsfelde und angrenzenden Leinegebiet gehört der Keuper- und Lias-Versenkung des Leinetales an und steht an der Oberfläche im Gipskeuper (Bild 9). Die Bohrung hat in 837,5 m die flach einfallende Randverwerfung des Leinetalgrabens gefaßt und darunter das normale Zechsteingebirge erreicht.

¹⁾ Bei der Quellenfassung ob den Kriegsharacken in Kaisersteinbruch (schieb gegenüber im Leithagebirge), wurde aus den großen Klüften des ebenfalls zur Niederung geneigten, sowie auch zum Teil abgebrochenen Leithakalkes der nachgiebige unterliegende wasserführende blaue Tegel (Wasserhorizont, ringsum das Gebirge!) erschlossen. Am Nordportal des großen Türkenschanzentunnels (Vorortelinie) waren in den sarmatischen Sanden zahlreiche Abbruchflächen, der Niederung steil zufallend, in Photographien festgelegt.

²⁾ Th. Fuchs. Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. 1902, 351.

Die Verwerfungsfläche gleicht der Schaufelfläche gewöhnlicher oberflächlicher Rutschungen.¹⁾

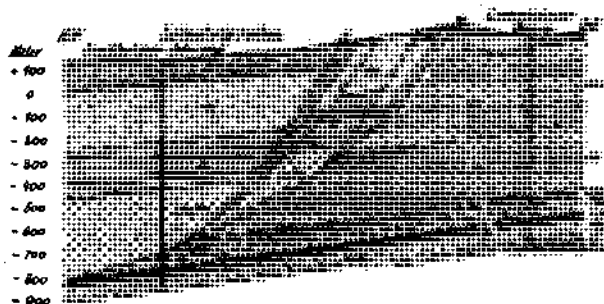


Bild 9. Profil durch den Leinetalgraben südlich von Northeim. 2 : 37.500.

<i>m</i>	= Muschelkalk.	<i>A₁</i>	= Hauptanhydrit.
<i>sm</i>	= Mittlerer Bundsandstein.	<i>TNa</i>	= Grauer Salzton.
<i>Na_j</i>	= Jüngerer Steinsalz mit Rotem Salzton mit Pegmatitanhydrit.	<i>Zm</i>	= Mittlerer Zechst. Dol. (Hauptdol.).
<i>A₂</i>	= Älterer Anhydrit.	<i>K</i>	= Keuper.
<i>jl</i>	= Lias.	<i>soNa</i>	= Röt-Steinsalz.
<i>so</i>	= Röt.	<i>zoλ</i>	= Zechsteinletten mit dolom. Einlag. (Plattendolomit).
<i>su</i>	= Unterer Bruchsandstein an der Basis Bröckelschiefer.	<i>Ka</i>	= Kalilager.
		<i>Na_ä</i>	= Älteres Steinsalz.

Bewegungsursachen und -anlässe.

Das auffällig verschiedene Verhalten gleichnamiger Bodenarten bei Gleichgewichtsstörungen wurde z. B. zwar ab und zu \pm bekannt, doch begnügten und begnügen sich einschlägige geologische und tiefbautechnische Schriften und Beschreibungen auch jetzt noch durchwegs die Stoffe nach der äußeren Beschaffenheit zu bezeichnen oder zu schildern, ohne die eigentlich wichtigen ursächlichen, inneren physikalischen Eigenschaften näher zu untersuchen, warum denn in dem einen Fall Standfestigkeit, im andern unter gleichen Bedingungen anscheinend das gleiche Material große Beweglichkeit zeigt! Außerdem erscheinen in der großen Reihe mannigfacher Bewegungserscheinungen auch solche mit völlig ungeklärtem, rätselhaftem Wesen: Luftfeuchte, Wasserwirkung, Volumvermehrung, „Blähung“, latente Spannungen und vieles andere werden angenommen, der Beweis hiefür ist nicht zu erbringen! Um in dem Chaos unhaltbarer Meinungen endlich festeren Fuß auf unbestreitbarer Grundlage fassen zu können, hat der Verfasser schon seit langem das Bedürfnis nach einer physikalischen Klassifikation der leichter beweglichen Gesteinsmassen zuletzt 1917²⁾ für objektive — nicht subjektive — Vergleichs- und Anwehdezwecke unter damals vorläufiger, verbesserungsfähiger Einteilung skizziert, welche in erfreulicherweise in der darauffolgenden Literatur ausgebaut erscheint. Vom selben Bedürfnis getrieben, hat das American Foundation Committee des Ingenieurvereines in New York die geologisch-physikalischen Unterscheidungsmerkmale der Materialien (zulängliche Bodenbeschreibung) in nachfolgender Weise aufgestellt und sind auch die nötigen Schlamm-analysen beigelegt.

¹⁾ Zeitschr. f. Prakt. Geol. 1909, S. 187.

²⁾ Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1917, 67, S. 435 bis 460 (Wien 1918).

Geologisch-physikalische Unterscheidungsmerkmale von Materialien.¹⁾
(Bodenbeschreibung nach American Foundation Committee.)

Entstehungsart	Ortsständige Bildungen					Verfrachtet						
	Residual					Organogen (Kumulos)	Hangbildungen (Detritus)	Sedimentär			Glazial	Äolisch
Bezeichnung	Verwitterungsboden von					Torf, Moor auf ursprünglicher Lagerstätte usw.	Schutthalden, Gefänge, Lehm usw.	Rezente Flußablagerungen, manche Adobé-Erden usw.	Manche Torfe und Moorablagerungen, Seeterrassen usw.	Strandbildungen, marine Tone usw.	Moränen, Blocklehme, Driftablagerungen	Sanddünen, Löß, manche Adobé-Arten, vulkanische Asche usw.
	Massengesteinen (Granit, Basalt, Porphyr usw.)	Schiefergesteinen (Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit usw.)	Karbonatgesteinen (Kalk, Marmor, Mergel usw.)	Klastischen Gesteinen (eisenschüss. Sandstein, Quarzkonglomerat usw.)	unverfestigten Massen (Ton, Sand, Schotter usw.)							
Zusammensetzung	Gestalt der Bodenteilchen (derb, flach, schuppenförmig, Flächen glatt oder rauh, Kanten scharf oder abgerundet). Größe der Bodenteilchen (Siebanalyse der gröberen Bestandteile nach Tabelle unten des American Found Committee 1920 und Perzentsätze an abschlämbbaren Bestandteilen). Mineralische Beschaffenheit der Sandkörner und gröberen Gesteinsbruchstücke. Bei Tonen: Plastizitäts- und Fließgrenze.											
Struktur	Dicht oder locker gelagert (für Sande und Schotter); dicht, locker (flockig) oder gekrümelt (für Tone und Lehme).											
Wassergehalt	Feuchtigkeitgrad (Sande); bezw. Wassergehalt in Gewichtsprozenten (Ton, Lehm, Schlamm).											
Besondere Merkmale	Veränderung der physikalischen Merkmale an frischen Bruchflächen in Berührung mit Luft oder Wasser (wird rissig oder weich, zerfällt in prismatische Brocken von 0.5 bis 1.0 cm usw.). Beimengungen (kalk- oder salzhaltig, humos, eisenschüssig usw.).											

¹⁾ In Anlehnung an Pap. a. Disc., American Society of Civil Engineers, New York, Jan. 19th 1916, Table 2, S. 351.

Bezeichnung nach der American Foundation Committee 1920.

Bezeichnung		Weite der Sieböffnung in <i>mm</i>		Methode der Analyse
		Passiert	zurück- gehalten	
Steine, Schotter (Pebble)	grob	32·0	16·0	Sieb mit durchlöcherter Metallplatte
	mittel	16·0	8·0	
	fein	8·0	4·0	
Grus (Grit)	grob	4·0	2·0	Drahtsieb
	mittel	2·0	1·0	
	fein	1·0	0·5	
Staub (Dust)	grob	0·5	0·25	Drahtsieb
	mittel	0·25	0·125	
	fein	0·125	0·0625	
Mehl (Flour)	grob	0·0625	0·03125	Schlamm-analyse. Atter- berg verwendet Glas- zylinder mit 10 <i>cm</i> Flüssig- keitssäule über dem Boden- satz. Absatzzeiten und Bezeichnung sind in nach- stehender Tabelle gegeben.
	mittel	0·03125	0·015625	
	fein	0·015625	0·0078125	

Nach Atterberg (1913) Bezeichnung des Schlamm- produktes		Korngröße in <i>mm</i>	Absatzzeit in Stunden. Wasserhöhe 10 <i>cm</i>	Anmerkung
Kolloidschlamm	fein	< 0·0006 0·0006 bis 0·002	64 8	} Starke Brownsche Bewe- gung (obere Grenze 0·005 bis 0·002 <i>mm</i>)
	grob			
Schluff	fein	0·002 bis 0·006 0·006 bis 0·02	1 7½ Minuten	
	grob			
Mo und Sand		> 0·02		(sprich Mu)

Die angegebenen Bezeichnungen sind schon deshalb allen bisher üblichen vorzuziehen, weil der Beobachter, Berichterstatter usw. (sei er Geologe, Ingenieur, Behörde, Gesellschaft) genötigt ist, bei der Anwendung auf alle wichtigen und zur Beurteilung notwendigen Verhältnisse einzugehen, was bisher bei allen Beschreibungen und Untersuchungen fehlt. Probeentnahmen müssen den Wassergehalt konstant halten (also luftdicht oder Paraffineintauchung).

Terzaghis grundlegende Forschungen.

In neuester Zeit hat nun der auch in Geologenkreisen durch seine Arbeiten bestens bekannte Ingenieurgeologe K. Terzaghi unter Mithilfe des amerikanischen Robert College in Konstantinopel auf Grund von im Jahre 1917 begonnenen reichlichen Versuchen eine physikalische Erdbaumechanik¹⁾ als Bindeglied von Geologie und technischer Praxis geliefert, die eine Fülle einschlägiger Fragen (theoretisch-mathematisch-physikalisch unter Berücksichtigung und Kontrolle durch Versuche und praktisch) behandelt (darunter z. B. die Ursachen von zwei wichtigen Fragen, d. s. der verschiedenen Rutschungen und der mechanischen Quellung), deren Ergebnisse in einer **Klassifikation nach Spannungszustand des Porenwassers, Wassergehalt und Durchlässigkeit, Material und relativer Dichte** bzw. **Konsistenzform** niedergelegt erscheint (S. 262) und schließlich (S. 356) in einer Einteilung der Ablösungen ausklingt. — Besonders wichtig erscheinen Größe und Form der Körner sowie der Wassergehalt, was auch in der gegebenen Tabelle des „Found. Comm.“ (F. C.) zum Ausdruck gelangt. Die besonderen Eigentümlichkeiten (z. B. leichten Fließens oder Gleitens) mancher wichtiger Bodenmaterialien hängt hauptsächlich von der Form ihrer mikroskopischen und ultramikroskopischen Teilchen ab, während die gröberen bloß neutrale Bestandteile bilden. Die Kolloidform ist nur ungefähr und indirekt bestimmbar. Den Wassergehalt hat zwar das F. C. abgestuft mit 0 bis 5 Prozent feucht, 5 bis 10 Prozent sehr feucht, 10 bis 15 naß, 15 bis 25 sehr naß, > 25 Prozent gesättigt naß, doch lehrte die Erfahrung, daß die Wirkung des Kapillarwassers nicht von der Menge, sondern vielmehr vom Verhältnis zwischen dem vom Wasser eingenommenen bzw. leergelassenen Rauminhalt, der Korngestalt sowie vornehmlich vom hydrostatischen Druck, unter welchem das Wasser steht, abhängig ist; der absolute Wassergehalt erscheint ohne Belang: Manche Clays (Tone, Lehme usw.) mit 36 Prozent H_2O sind flüssig, andere mit 40 Prozent sehr steif, fest. Ein fetter, homogener Clay mit 9 Prozent H_2O -Gehalt enthält keine Luft und die Oberflächenspannung des Kapillar- H_2O übt mehrere 100 Atmosphären Druck aus; gleiches zer-

¹⁾ Wien 1925, Verlag Deuticke. — Hinsichtlich der bisher nicht einheitlichen Schlammanalysen sei noch auf das neue einfache Verfahren mittelst zwei Glasröhren von G. Wiegner Prof. Zürich (Zentralbl. f. d. gesamte Landwirtsch. Bd. I (1920) Nr. 1. Autorreferat über landwirtsch. Versuchsstationen, Bd. 91 (1918) S. 41—79. — Geßner. Der verbesserte Wiegnersche Schlammapparat; Mitt. aus dem Gebiet der Lebensmitteluntersuchung usw., Bd. 13 (1922) S. 238—243 aufmerksam gemacht, sowie (nach dankenswerter brieflicher Mitteilung vom 19. November 1924 der Geologischen Abteilung des Württembergischen Statistischen Landesamtes) auf die Fehlerquellen nach Wärme und Härte des H_2O nach Ing. Eichele. — Bei den Erd- und Felsarbeiten ober- und untertags, die naturgemäß mit ihren einschlägigen Erscheinungen einzubeziehen sind, lassen sich in der Ausführungspraxis in oder auf oder mit gewissen Materialien solche unterscheiden, wo nach althergebrachten gewöhnlichen (normalen Grundlagen, Grundformen) die Arbeiten sich sehr einfach gestalten, wobei also weder physikalische, geologische usw. Verhältnisse nicht über das gewöhnliche Erfahrungsmaß hinausgehen, während unter abnormalen Umständen die Herstellung verwickelt, schwierig, kunstvoll und oft fast nicht zu bewältigend sich darstellt, indem besondere Erkenntnisse und demgemäß am besten wohl vorbeugende Maßnahmen erforderlich sind.

bröckeltes Material mit gleicher Wassermenge repräsentiert eine Häufung von Einzelstücken, die durch dünne Lagen weichen Materials getrennt erscheinen. Sand mit 9 Prozent H_2O unterscheidet sich von trockenem Sand nur daß er eine Spur von Bindung andeutet. Nichtsdestoweniger wird übereinstimmend mit der Nomenklatur des F. C. jede der drei Arten „damp“ (feucht) genannt. Daher gibt die Bezeichnung keine klare Vorstellung der physikalischen Kennzeichen der Stoffe und erscheinen Vergleiche untunlich. Es empfiehlt sich daher, wie der Verfasser anlehnend an die schwedischen Forscher 1917 bereits versucht, eine Klassifikation auf die „physikalischen Eigenschaften“ (Elastizität, Bindung, Durchlässigkeit usw.), deren es viele gibt, zu gründen. Jede einzelne ist zudem die Gesamtwirkung mehrerer Ursachen, aber bietet den Vorteil, daß sie in einfachen Koeffizienten- und übersichtlichen Diagrammformen ausgedrückt werden kann. Ohne den in der nachfolgenden Beschreibungstafel angeführten Angaben bzw. Laboratoriumsuntersuchungen läßt sich eine sichere Identifizierung von Materialien nicht durchführen.

Tafel der erforderlichen Angaben zur vollständigen Beschreibung der physikalischen Eigentümlichkeiten einer homogenen Bodenart.

Kennzeichen der Angabe	Art der Angabe
A. Die Probe betreffend	1. Porenvolumen. 2. Wassergehalt in Gewichtsprozenten der festen Masse.
B. Substanz der Probe	3. Kornform, soweit sie unter dem Mikroskop erkennbar (Zeichnung der Körner). 4. Durchschnittliches spezifisches Gewicht der festen Masse (Pyknometer). 5. Wassergehalt in Gewichtsprozenten fester Masse, bei welchem der flüssige, plastische, halb feste und feste Zustand ineinander verlaufen. 6. Höchster Wert der inneren Reibung. 7. Verhältnis zwischen wag- und lotrechtem Druck auf eine von einem festen Ring umgebene Materialschichte bei kapillarer Pressung Null. 8. Maximale kompressive Kraft eines Würfels jenes Materials nach Trocknung im Ofen bei $100^{\circ} C$.
C. Diagramme der charakteristischen Substanz	9. Verteilungskurve ¹⁾ . 10. Druck-Porenziffer-Diagramm, einschließlich mindest einen vollständigen Zyklus (Periode). 11. Belastungs-Kompressionskurve für einen Würfel des Materials (Plastische Festigkeit und Wassergehalt müssen bekannt sein), einschließlich mindest zwei volle Zyklen. 12. Porenziffer-Durchlässigkeitskurve.

¹⁾ Es ist nicht oft und eindringlich genug auf die großen Vorteile von Terzaghi's Verfahren der Darstellung der Sieb- und Schlämmanalysen der Kurven nach logarithmischem System hinzuweisen, daß endlich einmal Diagramme erhalten werden, die sofort, schon auf den ersten Blick umfassende Auskünfte geben. Wird z. B. das Diagramm der „Wiener Bausande“ Abb. 2 in der Zeitschrift des Österr. Ing. u. Arch. V. 1924, S. 369, mit den nach Terzaghi aufgetragenen loga-

Sind die Arbeiten vorläufig auch mühsam, so ist damit endlich ein gangbarer Weg weiten Horizonts betreten und ein außerordentlich wertvoller doppelter Behelf gewonnen. Vor allem wird der Gefahr entgangen die Beschaffenheit des Materials ungenügend zu beschreiben. Es zeigte sich weiter, daß in den physikalischen Eigenschaften der Gruppen *B* und *C* ein ursächlicher Zusammenhang besteht, ohne daß es heute schon möglich, denselben zu erfassen!

Würden nach Terzaghis Vorschlag etwa 50 stark voneinander abweichende Bodenarten nach dem vorliegenden Programm unter Normalbedingungen untersucht; so würde wohl sich zeigen, wo und bis zu welchem Grad Verwandtschaft, Abhängigkeit usw. besteht und wäre dann die Möglichkeit gegeben, allmählich mit Vereinfachungen und sonstigen Erleichterungen auszukommen, um jedes Material eines Natur- oder Erdwerkes beherrschend genau zu beurteilen! Nicht nur wissenschaftliches, sondern auch hochvolkswirtschaftliches Interesse ist dabei beteiligt.

Materialbeschaffenheit, Konsistenzform und einige nötige Erklärungen.

Bei der großen Gruppe der verfrachtenden Bewegungen ist die physikalische Beschaffenheit der zu bewegendenden Masse von \pm Bedeutung und ist diesbezüglich im Verhalten der einzelnen Gesteine ein reicher Beobachtungsstoff gesammelt, auf den hier nicht eingegangen werden kann, sondern es sollen nur einige Bemerkungen betreffs der mehr den Oberflächenbewegungen ausgesetzten bindigen bis nicht-bindigen Materialien oder wie sie in Schweden bezeichnet werden: der „Kohäsions“- und „Reibungs“-Erdarten Platz finden, wobei den Erörterungen Terzaghis gefolgt erscheint.

Ist ϵ die Porenziffer, d. i. der Quotient aus Rauminhalt der Hohlräume zu jenem der Teilchen oder Körner, w der H_2O -Gehalt in Gewichtsprozent und γ das mittlere spezifische Gewicht der Trockensubstanz,

so ist $\epsilon = \frac{w}{100} \cdot \gamma$; ist ferner n_0 der Porenhalt lockersten Sandes,

n jener auf natürlicher Lagerstätte und n_{\min} , wenn der Sand naß eingestampft ist und die hiezu gehörigen Porenziffern ϵ_0 , ϵ und ϵ_{\min} , so

wird $\epsilon = \frac{n}{1-n}$; der Quotient $F = \frac{\epsilon_0 - \epsilon_{\min}}{\epsilon_{\min}} = \frac{n_0 - n_{\min}}{n_{\min} (1 - n_0)}$ ist die Ver-

dichtungsfähigkeit und der Quotient $D = \frac{\epsilon_0 - \epsilon}{\epsilon_0 - \epsilon_{\min}} = \frac{(n_0 - n) (1 - n_{\min})}{(1 - n) (n - n_{\min})}$

rithmischen Kurven verglichen, so springen die wichtigen 0.5 mm Korngrößen bei Nr. 1, 3, 4, 2 und 9 nach Terzaghi sofort gesetzmäßig (als horizontale Linien) in die Augen, während sie sich in der Abb. 2 so gut wie gar nicht zeigen. Die schon jahrzehntelange Gepflogenheit mehrerer Geolog. Landes-Anst. — in Österreich ist noch nicht begonnen — die z. T. veralteten Schlämmanalysen, die zudem keinen Aufschluß über Kornform und Kolloidgehalt geben, allein und tabellarisch, sowie die hie und da auch in technischen Werken die Verteilungskurven allein darzustellen, hat für die Beurteilung der Beweglichkeit, Tragfähigkeit usw. nahezu keinen Wert. Die Atterbergschen Grenzen haben einen so gewaltigen Einfluß, daß zwei Materialien mit gleichen Verteilungslinien geradezu entgegengesetzte Eigenschaften haben können!

ist die relative Dichte des Sandes; locker gelagerter Sand zeigt $0 < D < \frac{1}{3}$, bei dicht gelagertem Sand ist $\frac{2}{3} < D < 1$. Ist A die Ausrollgrenze oder untere Plastizitätsgrenze (nach Atterberg zu Drähten gerollt), F die Fließ- oder obere Plastizitätsgrenze (im Brei auf Porzellan eine Furche durch Stoß aufhebbar) und P die Plastizitätszahl (d. h. $F - A$) durch Porenziffern ausgedrückt, so ist bei plastischer Konsistenzform für flüssig-plastisch $\epsilon = A + \frac{3P}{4}$ bis F , bei sehr weich-plastisch $\epsilon = A + \frac{P}{2}$ bis $A + \frac{3P}{4}$, bei weich-plastisch $\epsilon = A + \frac{P}{4}$ bis $A + \frac{P}{2}$ und bei steif-plastisch $\epsilon = A$ bis $A + \frac{P}{4}$; bei fester Form ergibt sich halb fest; loser fest (körnig, sandig), dann Schutt (Hauptmasse);

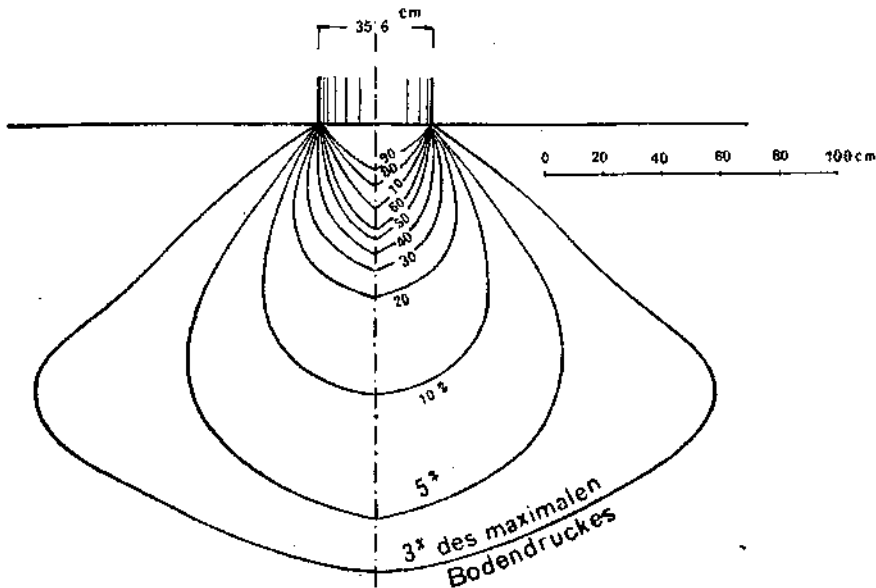


Bild 10.

ganz fest, Fels (Hauptmasse gewachsener Fels). Im Feinsand und M_0 (M_u) ist der Strömungswiderstand des Porenwassers so ausgiebig, daß der instabile Kornverband in den stabilen nur langsam ermöglicht: An Stelle statischer Reibung wirkt die wesentlich kleinere hydrodynamische Reibung, das Sand- H_2O verhält sich wie Brei und da Breibewegung eine Begleiterscheinung, der nach erfolgter Sandlockerung eintretenden Raumverminderung (Setzung) ist, so ist der Vorgang später als „Setzungsfließung“ in der Zusammenstellung bezeichnet. — Bei der Materialsetzung sind von Belang: Festigkeit der Elemente und der Zwischenräume (Poren), letztere sind leer, nachgiebig erfüllt (also geringere Festigkeit als die Teilchen) oder fest (gleiche oder größere Festigkeit als die Einzelteilchen). Verdichtung besteht in Gestaltsänderung der Elemente durch Verringerung ihres Rauminhaltes, sowie Minderung

der Zwischenräume durch näheres Aneinanderlagern (Eigen- oder fremde Schwere, Verdichtung bei Sedimentierung; Zeitwirkungen).

Die Betrachtung des Bildes 10 gibt die im Pennsylvania State College aus Versuchen ermittelte Verteilung lotrechter und seitlicher Spannungen in einer Sandlage durch eine kreisförmige Last von 35·6 cm Durchmesser. — Rückartige und kontinuierliche Belastungssetzungen sind zwei grundsätzlich verschiedene Typen der Überschreitung des Grenzwertes der Bodentragfähigkeit. Bei ersterer führt die Steigerung der Last zur Bildung schaliger Trennflächen (Bild 11 b, „Gleitflächen“ vorerst zur Tiefe gehend, dann aufbiegend aufwärts zur Bodenoberfläche laufend), an denen das Material bei wagrechter Erdoberfläche schräg aufsteigend, bei geneigter Oberfläche abwärts, aber ausstreichend (oder aufwulstend) weicht: Bodenverdrängung durch seitlichen Auftrieb oder Seitenentweichung. Beim zweiten Typ (Bild 11 a) erfolgt die Materialverdrängung durch stetige Umlagerung der von der Spannungserhöhung betroffenen Massen: Verdrängung durch Verdichtung; die

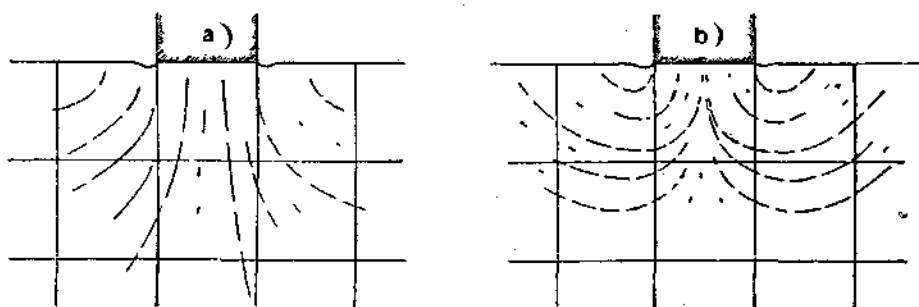


Bild 11.

Verdrängung durch Verdichtung.

Verdrängung durch Auftrieb.

Trennkurven verlieren sich fächer- und schaufelförmig allmählich in der Tiefe. In der sogenannten „kritischen“ Gründungstiefe geht die erste Form in die zweite über. —

Das Schrumpfen bindigen Materials erscheint als rein mechanische Wirkung des Kapillardruckes und ist der Vorgang bis zur Überschreitung der Schrumpfgrenze mit der unter H_2O eingetretenen Verdichtung durch einfache Belastung gleich. Wird eine plastische oder halbfeste, luftfreie Tonmasse mit H_2O überronnen, so wird der Kapillardruck sofort Null; die Masse dehnt sich zufolge der Entlastung aus und saugt H_2O an. Da sich die Dehnung einer unter H_2O nach vorheriger Dauerbelastung als rein elastische Formänderung zeigte, „muß das Schwellen oder Quellen des Tones nach erfolgter Überflutung als rein elastische, durch Ausschaltung des Kapillardruckes bewirkte Ausdehnung betrachtet werden.“¹⁾ Sonach hat dies aus den im Porenwasser herr-

¹⁾ Natürlich können außer der mechanischen Wirkung auch chemische Umwandlungen, die aber meist längere Zeit brauchen, was immer übersehen wird, in Betracht kommen, so z. B. die volumsvergrößernde Umwandlung von Schwefelkies in Gips (der in Septarienton eingehüllt zwei Monate braucht!), gewisser, bestimmter — nicht aller! — Anhydritmodifikationen in Gips u. dgl.

schenden Druckverhältnissen zu erklärende „Blähen“ nichts mit der sehr häufigen Meinung zu tun, daß Sohlenauftrieb, Stollenzusammenwachungen u. dgl. auf hygroskopische Wasseraufnahme aus der Luft zurückzuführen seien; meist kommt \pm Plastizität der Massen und der sich bis zu gewaltiger Höhe steigende lastende Gebirgsdruck in allen Umsetzungen zur Äußerung (vgl. Verh. d. Geol. R. A. 1917).

Massenbewegungen an \pm geneigten Flächen bei ganz oder teilweise ausgeschalteter statischer Reibung (Rutschungen) können sein: Rutschung oder Berstungsfließung; Fließung zufolge Zerklüftung durch Quellung bzw. Hebung und nachfolgendem Abriß oder Abbruch; Überlastungsfließung (zufolge eines im Porenwasser durch Belastung hervorgerufenen hydrostatischen Überdrucks) und Ausquetschung (Reibungsminderung durch einen im Porenwasser bereits herrschenden hydrostatischen Überdruck).

Versuch einer Zusammenstellung der Boden- oder Massenbewegungen.

Der hier gebotene sehr beschränkte Raum gestattet weder auf die Gründe der Behandlung sämtlicher Aggregatzustände, mancher Ungleichmäßigkeiten noch auf Erläuterungen oder gar Einzelheiten einzugehen; ebenso waren Wiederholungen kaum vermeidbar, da verschiedene Erscheinungen mannigfach betrachtet werden können. Es war u. a. auch zur Verdeutlichung, einer Art Gliederung und aus anderen Gründen mehrfach wünschenswert auf Anlässe und z. T. auch Ursachen und Wirkungen einzugehen. All das Fehlende wird an anderer Stelle nachzutragen sein.

I. Gas-, Dampf- und Luftbewegung (auch Expansion, Explosions- und Flugwirkung). a) Aus der (hypothetischen) zentripetalen Gas- und Dampfkonzentration geht die bewegte Verflüssigungsphase (Schmelze) der werdenden Erde, allmählich mit H_2O -Dampf, CO_2 - und Lufthülle hervor. b) Luft-, Dampf- und Gashewegung und Wirkung: 1. Kleinste bis größte Windwellen; 2. Interferenzerscheinungen („Sog“); 3. Seiches (spricht Säsch); 4. Seebären (von bär = bare = Welle); 5. Gezeiten; 6. Wetteränderungseinflüsse; 7. Langperiodische Gezeiten; 8. Ganz- und halbjährige Perioden. c) Gas-, Dampf- und Luft-Druck-Bewegung; ober- und unterirdisch (Inselauftrieb, Ulmen- und Sohlen-Hereinpressung bis -Schleuderung usw.); dynamisch, tektonisch (magmatisch), vulkanisch.

II. Klar- bis Breiwasserbewegung: Gleitendes Fließen (in parallelen Fäden) und nichtgleitendes Fließen [rollendes, wogendes (turbulentes), wirbelndes Fließen, Wirbel, Walzen; Wimmeln (Brownsche Bewegung, vgl. auch Schwingungen)], Strömen, Schießen von Klarwasser, Trübwasser („Schweb“), Hochfluten. Oberflächliches Abwaschen von Natur- (darunter Gerinnbetten) und Kunstflächen (Böschungen, Ebenen). Denudation.

III. Trockenes oder trocknendes oder nichttrockenes Fließen von Feinstmaterial. (Kolloid $\left\{ \begin{array}{l} \text{fein} < 0.0006 \text{ mm} \\ \text{grob} 0.0006 \text{ bis } 0.002 \text{ mm} \end{array} \right\}$ Korngröße; Schluff $\left\{ \begin{array}{l} \text{fein } 0.002 \text{ bis } 0.006 \text{ mm} \\ \text{grob } 0.006 \text{ „ } 0.02 \text{ mm} \end{array} \right\}$; Mo und Sand $> 0.02 \text{ mm}$ Korngröße), Schwimmsand und -letten bis Geröll und Schutt, also in bindigem bis unbindigem Material z. T. Setzungsfließung nach Terzaghi, d. h. Fließung zufolge rascher Änderung des Porenvolums. *A.* Bewegung loser oder gebundener Massen: 1. Oberflächige sehr seichte flächenhafte Trockenbewegung oder Abwaschung (Trocken-, Feucht- oder Naßrieseln); trockener und trocknender Gesteinsmehlstrom (Bandaissan); trocknende Asche. 2. Seicht aber doch tiefer einreißend wie vor im Trockenem. (Sand-, Geröll- usw. Abfließen in Sandgruben, Dünen, Geröllsteilhalden, Schuttkegeln [Hintergasse], bei Wassersammeln [Brazerhalde]); Erdfließen bei Niederschlägen nach Trockenheit; Racheln. 3. Tiefer greifend (Ampezzo, Verwitterungsmassen der Wengenerschichten) auch abscherend [wegen örtlich größerer oder schwererer Masse, unebenem Liegenden u. a. (Siebenbürgen, Pollack,¹⁾ Schweden)]. 4. Unterirdische erosive Verfrachtung, durch Deckeneinbrüche oberirdisch werdend; Höhlenerosion (Freech, Kleinasien; Schaffer, Pollack „Verwitterung“). 5. Moorausflüsse und -ausbrüche (Früh), Moorschlammfluß und -strom, Schlammfluß, kalte Schlammprudel (Lorenz). 6. Schlamm- bis Sandführung (Schwimmsand-, Schwimmlettenausfluß), „wasserreiches Gebirge“ (Weithofer); Erschütterung kann Verflüssigung, also Bewegungseintritt, sowie Festerlagerung bewirken. 7. Subaquatisches, submarines Fließen. *B.* Erdfluß, Bodenfließen, Solifluktion, plastische Bewegungen, Teilchen dem jeweiligen Druck entsprechend, verschoben; (Salsen); sortierende Bewegungen im Boden; meist Frost-, Tauerscheinungen mit Übergangerscheinungen (Einzelheiten in Högböhm S. 312, 320). 8. Halbflüssiger Boden, Fließlehme, Fließsande; (Fließerde am Aetna mit „Tjäle“). 9. Strifenboden. 10. Strukturboden, Karée-, Polygon-Boden (Steinnetze, Högböhm wie oben). 11. Schwankende Fließerde (vgl. Schwankungen). 12. Tote Fließerde; Frostrucken (Högböhm). 13. Verwandte Betonbewegungen (Zentralblatt). *C.* 14. Uferabfließen, „Sandfälle“ und „Abschiebungen“ an (holländischen) Sandküsten. *D.* 15. Dammausfließen: Ausbruch aus dem Damminnern. *E.* 16. Damm-, Mauer-, Stollenverkleidungs- usw. Durchfließen: Von außerhalb dieser Körper kom-mender Bewegungsträger (stehende, bewegte oder stärker drückende Flüssigkeit). *F.* 17. Schlamm-, Sand-, Laub-, Gehölz-, Geröll-, Schutt-, Aschen-, Eis- und Schneemuren von Altmaterial, Jung- und Gemischtmaterial (Stiny), sowie besondere Muren (z. B. am Ätna murähnliche Rutschungen nach Sieberg), vgl. Schwimmsanderscheinungen im Grobkörnigen: Terzaghi S. 349 ff. *G.* Naturböschungs-, Delta- oder Uferböschungs-, sowie Kunstböschungsausfließen: 18. Von „Schleih-sand“ (Zugerseeufer; Subsolifluktion am Zugersee, Arn. Heim; schwedische Staatsbahnen); Schwimmletten, Schwimmsand (vgl. Näheres S. 69—71).

¹⁾ Die eingestreu-ten Orts-, Autoren-, Schrift-, Seitenbezeichnungen u. dgl. dienen als Hinweise, auf die an passender Stelle eingegangen wird.

Haben mindestens 0.1 mm Korngröße. 19. Von mehr tonigem Material im Frühjahr (Frostaftauung); Fließlehme; infolge Wasseranstauung und allenfalls Wasserdruck von innen hinter der Frostkruste; (auch Schlamm-sprudel). H. Schnee-, Eisstrom; Schnee- und Eis(Gletscher)bewegung; Binneneisfluß, Inlandeisbewegung; „Schlase“-Lawinen, langsame Gleitungen, Rutsche, Stürze (vgl. selbe). 20. Grundrutsche und -Lawinen (fließend, gleitend, rollend, stürzend). 21. Grundstaublwinen (wie vor aber zerstäubend, fliegend). 22. Oberrutsche oder -lawinen. 23. Gletscherbewegung und Inlandeisbewegung. I. 24. Bewegung in (flüssigen) Asphalt- und Salzpflanzen (Passarge), sowie in kochenden Wasser- und Lavaseen. J. 25. Vulkanische (magmatische) Staub- bis Schutt-lawinen; (auch Flug). K. Vulkanischer Schlamm- und Aschenschlammstrom (Schlammvulkane), ohne und mit Zerspaltung (Trockenrisse am Ätna): 26. alter fester Schlammstrom (Traß), 27. jung, rezent. L. 28. Glutflüssiger Schmelzfluß fossil und rezent. Hypothetisch nach I. a. (oben) Schwimmen, Treiben von Schlacken, Bimsstein, dünnen Gesteinsstücken, Schollen usw. Weiteres anschließend Magma, Lava; Abkühlung bedingt Zäherwerden, Ausscheidung, verzögernde Bewegung. 29. Gesteinsfluß und (erste) Gesteinsbildung nebst Umformung (z. T. übergehend in Gebirgsbildung) primär flüssig, sekundär lose, dann erstarrend oder erhärtend; primär Magma- oder sekundär Lavafuß; Magmafließen durch Innendruck (Gase aufsteigend und seitlich); lotrechter (orogenetischer) Konvektionsstrom, wagrechter (epirogenetischer) Ausgleichstrom. Fließen durch Außendruck (Pressung durch Last). Injektion, Intrusion (Gänge, Röhren, Schloten, Lager), Einpressung, Einschwemmung. Fluß und Verfestigung. Fließtektonik, Granittektonik. — Sekundär nach Destruktion: Sedimentation (Verdichtung), Diagenese, Metamorphose (Umformung).

IV. A. Natürliches Kriechen¹⁾ oder Abrücken: Unsichtbares Abwandern bindiger und nichtbindiger Lagen, insbesondere der Verwitterungshaut auf die Verwitterungstiefe; sobald die Bewegung sichtbar, Übergang in die nächste Gruppe IV. B. Langsamgleitung (Sackung). Innere Ursache: Eigenschwere, Wechsel von Temperatur (Frost, Auftauung), und Durchfeuchtung, fortschreitende Verwitterung, herankriechende Belastung durch fremden Kriechschutt, Wurzeldruck; Anlässe: Zunehmende Wasserdurchtränkung von außen, natürliche oder künstliche Unterschneidung (Entlastung) der Verwitterungshaut oder Belasten, doch lassen sich Ursache und Anlaß kaum auseinanderhalten. Kriechen kommt sowohl auf geneigten als wagrechten Unterlagen vor (seitliches Ausweichen unter Eigen- [allfällig fremdem] Druck höherer Lagen, z. B. Schnee- und Eiskriechen auf wagrechten Pfeileroberflächen). Es muß nicht stetig oder kontinuierlich sein, da ja von verschiedenem „Wechsel“ abhängig. Naturgemäß äußern sich die Bewegungen im allgemeinen nach der Linie des größten Oberflächenfalles, ausnahmsweise

1) Kriechen (nach Passarge: Abrücken, Bodenschub) nur für die in langen Zeiträumen an den Wirkungen erkennbare Bewegungsart (wie Rutschen, Stürzen usw.); das Ergebnis: das Gekriech, Kriechschutt usw. Die Geschwindigkeit wurde bisher weder gemessen noch genügend geschätzt.

können aber auch (mindest scheinbare) bergseitige Drehungen von Gesteinen (M. Singer 1902) vorkommen. Fremder (von höheren Ausgehenden) kommender Verwitterungsschutt kriecht talab über den Schutt an Ort und Stelle; Kriechschutt übersteigt auch Vertiefungen und Erhöhungen. Die Bewegungen scheinen auch verschieden zu sein, nach der Vegetationsdecke: d. h. z. B. auf Wiesen stärker als im Walde. Zuweilen ist (hangabwärts) Glättung, Riefung ausgesprochen (Brazer Halde 1886; Stapff 1888). Nach Gefäll, Gestein usw. Geschwindigkeit, Mächtigkeit erhöht, je flacher desto stärker die Durchtränkung. Im Feinmaterial schwer zu entscheiden: was durch Verwitterungskräfte sowie tierischen und pflanzlichen Einfluß zerkleinert und was durch die Bewegung zerrieben ist. Der „Säbelwuchs“ von Bäumen und Strauchwerk usw. wird dem Wanderschutt (z. B. im Buntsandstein bei Freudenstadt), aber auch dem Hangschneedruck (Lawinenverbau 1906, Oberste-Brink) zugeschrieben. Bei weichem Material (Tone usw.) findet auch ein Ineinanderstauchen, ein Falten und Fältelung statt, wie beim Schnee und Halbfirn an Hängen (Lawinenverbau 1906). Selbst feste Felsschichten werden bei Lotrechtstellung, besonders wenn sie noch belastet erscheinen, zufolge Verwitterung auf eine gewisse Tiefe einknicken oder umkippen. Ist irgendwie die oberste Haut (Waldwurzeln, Rasendecke) festgehalten, so können die darunter liegenden Massen selbsttätig sich bewegen: flächenhafte Abtragung unter dem Urwald, Stelzwurzeln (Neu-Guinea); indirektes Rasenfilzabschälen oder -unterschälen (Geröll usw. wird unter der Rasendecke denudiert, bei Garmisch, Sapper 1915). Bei Übergängen von Rücken, Kuppen zu Abdachungen wird auch ein Zerren, Nachschleppen, Nachkriechen usw. statthaben, was auch Sonder (258) im großen bei der Erdhaut selbst annimmt. Buxdorf (Röthfluhfalte 1908) stellt unmittelbar auf Druck ein. Außer dem natürlichen, gewiß auch schon in den früheren Perioden vorhanden gewesenen (fossilen) Kriechen ist auch ein künstliches (z. B. durch Eingriffe) anzunehmen, mindest als bewegungsfördernd. Außer den bereits vorgeführten Ausdrücken werden noch benutzt: Bodendurchmischung, auch Bodensortierung, Ackerbodendurchmischung, Hakenwerfen, Schwerefaltung und -fältelung u. dgl. Nach der Materialbeschaffenheit sei gegliedert: 1. Im weichen, plastischen oder halbplastischen: Materialabrückung, Lehm- und Tonkriechen; sehr zäher Schlammfluß oder -strom (z. B. die alten dunklen Ströme Ampezzos; Mojsisovics), Schweife. 2. Körnig-sandig: Sandkriechen, Kleinschotter- oder Kieskriechen, Humus-, Laub-, Nadelkriechen (Karrer); Schneewandern (Pollack 1906). 3. Schutt (Hauptmasse): Stone rivers (Steinflüsse); wandernder Schutt (Schleppen, Schweife, Haken); Wandersteine. 4. Fels (Hauptmasse „gewachsener“ festerer Fels). Oberflächliche Dislokationen anstehender Schicht-, Schiefer- und anderer Gesteine: Umbiegungen, Zerquetschungen, Auswalizaciones „Hakenwerfen“ (meist ohne auffällige Trennungsflächen), im Granit (Singer) in dünne Schweife ausgezogen, zu Grus geworden. Bei wagrechten Schiefen mit Enden an den Naturböschungen, so an der Oberfläche, nur schwache Umbiegung nach abwärts, also gleichsinniger Fall mit der Böschung. Bei steiler Schichtung und Fall entgegengesetzt der

Böschung, so Umbiegung in die Wagrechte, und auch abwärts. Bei Einfallen der Schichten in der Tiefe gleich der äußeren Naturneigung, aber steiler, so biegt sich das Ausgehende knieförmig bis rechtwinklig und darüber, daß die Ausläufer berglein (ins Berginnere) geneigt erscheinen, also immer nach dem Fuß des Hanges. Fließwasser, Bachschutt verschoben in den Wasserläufen die Köpfe (Politz, Friedland a. d. Mohra, Kulmschiefer). „Haken“ erscheinen auch auf Rücken- und Kuppenscheiteln. An Hängen lassen sich zwei Fälle unterscheiden (Stamm S. 164): *a*) Haken, *b*) Schleppung (Hangdruck, nicht Schuttdruck); auswählend [selektiv 165]; rock streams (Steinströme), drei verschiedene Gruppen; Firn- und Gletscherbewegung (aktiv, passiv); Blanckenhorn, Götzinger, Stamm.

IV. B. Von den fünf folgenden Gruppen bloßer Oberflächenbewegungen waren von früheren Forschern Einteilungen nach Bewegungsart und Material gemacht. Erweiternd seien nun angenommen: **Langsamgleiten, Sacken**, bereits innerhalb größerer oder kleinerer Zeiträume sichtbar und meßbar werdend, die vorwiegend parallelig bewegte Scholle werde meist nicht oder nur wenig zerrüttet; vielfach schon vorhistorisch begonnen oder wenigstens vor größeren Zeiträumen, deren Dauer z. T. noch unbegrenzt ist. Rutschen, schon raschere Bewegung noch größtenteils in parallelen Linien, stärkere Zerrüttung, z. T. bereits stellenweise langsame Rollung und Mengung, rascher als die Sackung und meist auch zeitlich begrenzt, d. h.: bis zur Erreichung eines neuen \pm bleibenden Gleichgewichtszustandes; Stürzen: Abbruch erfolgt in steiler Fläche, wodurch rasche, „stürzende“, rollende, wälzende Bewegung der abgetrennten Teile eintritt; Fliegen: ein erhöhtes Stürzen, wobei mindest Teile der Bahn überflogen und nicht berührt werden; Auftreiben: häufig umgesetzte Folgen der vorher genannten Vorkommnisse. Die angeführten Bewegungsformen gehören nicht bloß der relativ einfachen Oberflächendynamik, sondern bis zu gewaltigen Abmessungen auch der viel verwickelteren Tiefentektonik an. Die mannigfachen Ursachen und Anlässe konnten wegen Raumangel nicht angegeben werden, ferner auch wenig die vielfältigen Übergänge: z. B. Eine ursprüngliche Kriechung geht auf steilerer Unterfläche in eine langsame Gleitung, dann Rutschung, über, stürzt über eine Wand, um an Fuße derselben einen Schlammstrom zu geben (Oberholzer, Heim); Brandungssteinwellen (Fels) reichen mehrere hundert Meter hoch am Anprallhang empor (Oberholzer).

Abgesehen von den vorgebildeten Gleitflächen spielt bei den Oberflächenbewegungsursachen insbesondere die physikalische Beschaffenheit der bindigen und nichtbindigen Materialien, wie endlich klargelegt wurde, die maßgebendste Rolle, welche Terzaghi eingehend behandelt hat und worauf hier nur kurz eingegangen werden kann. Die bekannteste Form der Bodenbeweglichkeit gipfelt im Schwimmsand,¹⁾ für welchen eine Reihe von z. T. sich sogar

¹⁾ Die Bodenbeweglichkeit der „Schwimmsand“- und Fließboden-Erscheinung ist nicht die Eigenschaft einer bestimmten Sandsorte (daher wäre die Bezeichnung besser: Schwimmmaterial, Schwimmstoffe oder wie die Bergleute sagen: „Schwimmendes Gebirge“), sondern kann in allen Sandarten auftreten, wie z. T. angegeben wird.

widersprechenden Definitionen vorliegt, d. h. selbst gerichtlich einvernommene Sachverständige waren nicht in der Lage, einwandfrei zu entscheiden, ob ein strittiger Sand ein Schwimmsand sei. Der typische Schwimmsand ist dadurch gekennzeichnet, daß er sich im Grundwasserbereich beim Anschneiden nicht wie eine den Gesetzen des Erddruckes gehorchende körnige Masse, sondern wie eine zähe, breiartige Flüssigkeit verhält. Die Hauptursachen der Schwimmstoffkennzeichen feinstkörniger Sande sind: 1. Geringe Durchlässigkeit. 2. Unfähigkeit dieser Aggregate, kontinuierliche Formänderungen zu erleiden, wozu noch begünstigende Faktoren kommen. 3. Die geringe Sinkgeschwindigkeit der Teilchen und 4. Sperrigkeit der Lagerung feinstkörniger Sedimente.

Die Verhältnisse im bindigen Boden (Rutschung-Berstungsfließung) wurden z. T. bereits Seite 65 berührt. Nach Konsistenz: 5. Flüssig (Schlamm) bis halbflüssig: geringe, kleine, kurze bis größere Schlammriesel bis Schlammströme (vgl. langsamer, zäher Erdfluß B 8—12). 6. Weich, plastisch, halbplastisch: Gleitender, sozusagen trägflüssiger Zustand; gletscherartiges Abfließen (Terzaghi: Lehm Nr. II, S. 69); kleine bis große breiartige (dickflüssige) Abgleitung, Erdschlupf mit wall- oder walzenartiger Aufstauung, Wellung, Faltung; Schneewandern, Schneewellung ohne Zerrüttung, langsamer Schneeschlupf. Prädiagenetische Gleitungen (Tornquist) oder Zusammensinkung (Rothpletz) weicherer Lagen zwischen erhärtenden unter Aufrichtung (Faltung) oder stabilerer Lagen. Fossile subaquatische Gleitungen (Verstärkung von Untergrundneigung, Ausebnung von Ungleichheiten usw. nach O. M. Reis, z. B. im Muschelkalk S. 110 ff.), am Grunde von Wasserbecken. (Gleitstauchung, Staufaltung subaquatisch). 7. Körnig-sandig: Sand-, Schneeschlupf; „Sandfälle“, Abschiebung, Erdgänge. 8. Schutt (Hauptmasse): Schuttbewegungen, darunter auch Auspressungen (Langsames Ausquetschen von Pflanzenhorsten im Geröll): Schuttschlupf; Firnschlupf (ohne Zerrüttung). 9. Fels. Langsames Wandern von Fels (vorwiegend auf Flächen, in weichen oder Zertrümmerungszonen u. dgl. Felsgleitung, Felschlupf (Eis- und Firnströme, Gletscherbewegung). 10. Seeufer- oder Meeresuferenkungen oder Gleitungen ohne Abtrennung. Unter dem Wasserspiegel auch auf wenig oder nicht geneigten Flächen durch Wasserbelastung und deren Wechsel sowie Eigenschwere (Eigenschlamm- und Eigenschuttbewegungen), Ausgleichbewegungen rezent und fossil.

IV. C. Rutschung, deutlich ersichtliche spontane Gleitbewegung; ganz oder teilweise aufgehobene statische Reibung; Zerrüttung in Schollen: „Berstungsfließung“, d. h. Zerklüftung durch „Schwellung“ in der Abrißnische, kleine Hebung mit nachfolgendem Abgleiten. 11. Flüssig, halbflüssig: Durch zusitzendes H_2O unmittelbar aus Material oder aus begonnener Rutschung in Fluß geratend, in zerrüttete Schlammströme übergehend. Wasserschneerutsch, Wasserlawinen vgl. III A 1 bis L 29. Bei rapider Förderung Mitnahme von Gleitfragmenten: Rutsch- und Staukeilen (F. F. Hahn 11).

12. Weich, plastisch	13. Körnig-sandig	14. Schuttig	15. Fels
trockene und nasse (auch subaquatische)			
Erd-, Lehm- bis Tonrutsche (in homogenem und nichthomogenem Material), zerrüttet; Skandinavien: Bodenverschiebungen (Rutsch). Rasenabschälen; Verwitterungsrinde abtrennen usw. Schneerutsche, Schneegrundlawinen, Oberlawinen	Sandrutsche, Überlastungsfließung zufolge eines im Porenwasser durch Last hervorgerufenen hydrostatischen Überdrucks; Abgleitung zufolge örtlicher Belastung; Ausquetschung: Reibungsminderung durch einen im Poren H_2O schon herrschenden hydrostatischen Überdruck; schwedisch: Bodenverschiebungen; die mehligen und körnigen Lawinen. (Deecke, Baden II im Löß: „Beckensackungen.“)	Schuttrutschungen, zerrüttet; Knollen oder Schneegewölbelawinen (auch Begleitung von Staublawinen). Vgl. auch Einschlägiges von III.	Felsbewegungen, Felsrutschungen; Gebirgsfaltungs- und Bruchrutsche; Schollenbewegungs- (Böschungs- oder Bruchflächen-) Rutsche an Verwerfungen; subaërische, subterrane, subaquatische, submarine Schwere-, tektonische und vulkanische Rutsche. Ausgleichsrutschungen und Fältelungen usw. unter H_2O (fossil und rezent). Strukturbrüche (einschließlich Sohlenauftrieb, s. d.) in weicherem Fels bei großer Böschungslast (Culebra); Zerrüttungsrutsche in Störungen durch Faltung, Verwerfung, Zerquetschung. Bewegungen an vor- oder erst sich bildenden Trennungen.

IV. D. Sturz: Stürzende, spontane Bewegung, allmählich, ähnlich dem schießenden, rollenden, wogenden, wälzenden, wirbelnden, turbulenten Fließen oder Strömen. 16. Flüssig (Schlamm) bis halbflüssig: Schlammstürze, (Schlammeinbrüche, Schwimmlatteneinbrüche u. dgl., unterirdisch); breiartiger Schlammsturz. 17. Weich, plastisch bis halbplastisch: Wie vor. 18. Körnig, sandig: Abrieseln, Abrollen, Abstürzen von Material oder Schnee: Erd-, Material- oder Sandstürze; vulkanische Sand- (bis Staub-) Lawinenstürze sowie „Mehl“ströme; Schneestürze; Schnee- und Firmgrundlawinenstürze. 19. Schuttig: Schuttrieseln, rollender Schutt, Schuttabrollung, Erd-, Stein-, Schutt-, Schotterstürze; Bergstürze, Schneeabrollung, Schneeknollen. (Everding erklärte die unregelmäßigen Hartsalzablagerungen als von einem Sturzfluß zusammengeschwemmte Konglomerate und die in Bändern gelagerten als durch enorme Gebirgsfaltung veranlaßt, wobei allerdings Unsicherheit nicht ausgeschlossen: z. B. können kleinere Stürze durch die gewöhnlichen Steinschlagrinnen zu Tal fahren und nach Vorgang und Trümmerlagerung ebensogut bloß zu den Schuttkegeln gestellt werden, eine scharfe Grenzaufstellung erscheint untunlich.) 20. Fels. Felsabbröckelungen, -rieselungen, Steinschlag, Steinfälle, Steinstürze, Abrollen kleiner bis größter Trümmer. — Strukturbrüche, Zermalmungsbrüche, Überlastungen unterer Lagen an Wänden, natürlichen oder künstlichen Böschungen, Ausweichen, Abbrechen. — Bei großen Abmessungen: Felssturz, Felsfall, Bergfall, Bergschub, Bergsturz usw. Eis- oder Gletscher-

sturz. Subaerische, subaquatische, subterrane Verwerfungs- und Faltungstürze (vgl. auch IV. A. 4 und C. 15 sowie: Senkungen, Einstürze).

IV. E. Flug (vgl. auch Spring- und Gasdruckbewegung). 21. Flüssig (Schlamm) bis halbflüssig: Wasserzerstäubung, Wasserschleier, Wasser-, Regenstaub; Zerstäubung dünnflüssiger Lava bei Ausbrüchen; Schlammzerstäubung; Hervorstößen dickflüssiger Schlamm- oder Lavamassen (Sprudel). 22. Körnig-sändig, schuttig: Luftwirbel bis zu Wasser- und Sandhosen, Tornados, Staubwirbel, Bergsturzlufwellen heben und verfrachten in der Luft (z. T. am Boden fortrollend) Material: Sandwellen, Dünen-, Löß-, Schnee-, Laub- usw. Ablagerung; Bimsstein-, Flugstaub; Schornsteinrauch und -gas; Auswürfe von Aschen und zerstäubten festen Stoffen. Fliegende Fein- und Grobteilchen wirken abschleifend, glättend, ausblasend usw., z. B. Dreikanter, Zeugen. Gewöhnlicher starker Wind hält Körnchen von 0.1 mm in Schwebelage (Schwimm-, Fließ-, Diluvialsand); an der Oberfläche treiben 2 mm große Quarzkörner. Aus Wind- und Schwerkraftkomponente: Bogenförmiges Abrieseln, Abgleiten, Abfließen (Pollack, Lawinenverb. S. 46/29). 23. Fels: Vulkanische Explosionen, die ganze Berge weg- und emporschleudern. Auswürfe von Aschen, Lapilli, Bomben (Zerstäubung von Fels). Elastisches Schleudern oder Werfen bei Gesteins- oder Gebirgsschlägen, Erdwürfen, Beben, Sprengungen (auch Quetschminen im Minenkrieg); Gas- und Staubexplosionen usw. vgl. Gasbewegungen.

IV. F. Auftriebs- oder Hebungsbewegung a) infolge dynamischer und verwandter Vorgänge: 24. Dynamischer Gasantrieb und Auftrieb durch luftartige Stoffe mit Expansivkraft (Tension), Spannkraft und Dämpfe. Sich sammelnde, bewegte, komprimierende (zu- oder abströmende) Gase, Dämpfe oder tropfbare Flüssigkeiten können in ihrer Umgebung Steigen oder Fallen von Druck hervorbringen und damit zusammenhängende Bewegungserscheinungen bedingen. (Mudlumps, Kovaczna; Inselauftrieb, Aufpressung, Minenexplosionen.) (Wolff 44, Heyer) vgl. auch Dampf- und Gasdruckbewegung, Schleuderbewegung usw. 25. Wasserauftrieb; Auftrieb kommunizierender Röhren, artesischer Auftrieb (auch unter Bauten; Hahn S. 30, Lorenz, Terzaghi), bei steigenden Sohlen unter Wasserspiegel; Grundwasser- und Sickerwasserantrieb: Druck (Zentralblatt der Bauverwaltung, 207); Grundbrüche an Stauwerken, Umlagerung, Sandaufbrüche, Strömungsdruck, Hochtreiben von Körnern oder bloß Umlagern: Drehen und Verschieben der Körner; Grundwasserdruck: Hebung der Grundfläche bei Deichen (Horn 480); Auftrieb von Piloten: Umlagerung des Sohlenmaterials (Triebsand) durch aufsteigende Grundwasser (Fölsch, Hamburg, Trockendock 1867), Delfzijl (Ems); Schlickauftrieb in Caissons (1904) beim Kaibau. [Ob und inwieweit Bodenbewegung auch beim Brunnensenken ohne Wasserhaltung statthat, ist noch fraglich (Terzaghi 343)], bei Aushüben usw. in Schlamm (Terzaghi 360, Pkt. 9). Auftrieb in den Ozeanen (A. Merz 1922, Arn. Heim 1924); Salzwasser- und Ölauftrieb. Auflockerung in und außer dem Brunnen. Auftrieb hinter Staukörpern: Einfluß hydrographischer und klimatischer Faktoren (Goldenes Horn, Drau, Etsch: Terzaghi 260, 261); durch Wind (Sturm) Hebung des H_2O : Senkung

hinter Küsten. Nah- und Fernwirkungen: Konrad: Drauhochwasser mehrere 100 m entfernt, 10 cm Hebung veranlaßt; bei Auer Pfähle herausgequetscht (Terzaghi 261). Auftrieb durch Wirbelbewegungen, Strömungen lotrecht und Tiefersinken fester Teile bewirken dies. Lösungsauftrieb in Spalten usw. (Quiring), Durchsinterung (O. Reis). Bei den Seeuferbewegungen kommt in Betracht: Beim Spiegelsenken Gewichtsvermehrung der Ufermasse infolge Wegfall des Wasserauftriebs, mit öfterem Wiederholen beim Füllen und Entleeren (Lüscher). „Kalben“ der Gletscher im H_2O . Hebungen an Festpunkten (auch Senkungen), Pegelhäusern durch Flut und Ebbe. Auftrieb im Dünensand, von Torfdecken (mit Gebäuden) und sonstigen (dichten) Decken bei einseitiger Belastung; Sandaufbrüche (Terzaghi); Schwanken von Dünentriebsanddecken (kurische Nehrung); hydrostatischer Auftrieb: sofortige Fortpflanzung von Druck nach allen Seiten oder hydrostatische Druckverteilung (allseitige Druckverteilung oder hydrostatische Druckverteilung) Heims in festen Massen. „Schwellung“, „Schwindung“ durch Druck in den Falteilen (Sander, Höttinger Sande). Wasserdruck bei Schneeschmelze. Sandkraterauswurf (Hobbs 100, 101). Auftrieb bei Murbrei (Dichte 1.4). Nach Forchheimer, Hydraulik 494, Terzaghi 140: Wenn der Schlamm eine gewisse Dichte erreicht hat, ist der Vorgang (der Setzung) nicht mehr als Niedersinken von Flocken, sondern als Aufwärtsfließen von H_2O durch eine Schlammschicht aufzufassen. Das H_2O wird dabei stets durch dieselbe Kraft — das Übergewicht der ganzen Schlammmasse — emporgetrieben. 26. Frostauftrieb (frierendes H_2O kann heben, tauendes senken; Hebung (und Senkung) von Gebäuden, Höglbohm 304; Effloreszenz von Eis; Bahnplanumsaushebung; „Kriechen der Salze“ (Hebung). 27. Isostatischer (gleichgewichtserstrebender, gravitativer und thermischer [Sandberg]) Auftrieb bei unausgeglichenem Zustand, wirksam erst über 100 km² Fläche. 28. Entlastungsauftrieb durch teilweise örtliche Entlastung von im Gleichgewicht stehenden Massen; Elastizitätswirkung.

29. Volumzunahme (Dehnung — Lockerung — Hebung; bei Raumänderung umgekehrt)	}	Stoffzunahme { H_2O Zunahme, Oxydierung usw. Thermometamorphose, Quellung (wirkliche Aufblähung innen, kein bloßes Druckausweichen).
---	---	---

29. Wirkliche Quellung (und Schrumpfung) hebt (und senkt) Tonboden um „mehrere Zoll in nasser (und trockener) Jahreszeit“ (E. W. Hilgard 173, Ehrenberg, Bodenkoll. 150). — Hievon verschieden ist die „falsche“, „angebliche“ Quellung oder das „Blähen“, die ohne vorherrschende Volumsänderung meist Folge von Gebirgsschweredruck ist. Die mechanische Quellung des Tones (Terzaghi 98, Abt. 21) ist die rein elastische, durch Ausschaltung des Kapillardruckes bewirkte Ausdehnung. (Das Schrumpfen in bindigem Material ist die rein mechanische Wirkung des Kapillardruckes und ist der Schrumpfvorgang bis zum Augenblick der Überschreitung der Schrumpfgrenze mit der unter H_2O vorgenommenen Verdichtung des Bodens durch

Belastung identisch. 30. Schwellung, Hebung in den dünneren Randgebieten des Inlandeises. 31. Ausquetschungserscheinung [Reibungsminderung durch einen im Poren- H_2O bereits herrschenden hydrostatischen Überdruck. (Auftrieb zufolge örtlicher Entlastung), Ausquetschung infolge örtlicher Belastung; letzteres auch „Überlastungsfließung“ infolge eines im Poren- H_2O durch Last hervorgerufenen hydrostatischen Überdruckes]. 31. Hebung durch örtliche Entlastung (Elastische Dehnung) infolge Inlandeisabschmelzung (Schaffer, Abb.). [Daß Norddeutschland nicht wieder zur Ursprungshöhe nach dem Eisrückzug gegensätzlich zu Skandinavien emporstieg, liegt in seiner starken tektonischen Zerstückelung, welche die Senkung „abfiug“ und „tektonisch fixierte“ (Soergel, 1923).] — Hebung (isostatisch?) durch Erosion (Entlastung = elastische Ausdehnung). Nach F. E. Sueß Eisabschmelzung kein eigentlicher isostatischer Vorgang. 32. Glazialauftrieb von Grundmoränen, Staumoränen, Drumlins, Osor. (Bodenverdrängung durch Eislast; Soergel). 33. Aufpressung durch vorrückende, schiebende Gletscher (Schichtstörung; Tornquist, Fuchs, Wahnschaffe). 34. Auftrieb und Seitenpressung (typisch im Erd-, Berg- und Tunnelbau, aber auch bei künstlich ungeritzten Verhältnissen): α) aus seitlich vorkommenden Lotrecht drücken entstehender Sohlen- und Böschungsauftrieb (also hydrostatisch auch im Festen entstehender und wirkender Böschungs-, Ulmen- oder Gebirgsschweredruck aufwärts-umgesetzt), wobei der Auftrieb erst langsam bis sehr langsam wegen Überwindung der inneren Reibung und der Gebirgsfestigkeit, die, kleiner als die Gesteinsfestigkeit, zur Äußerung gelangt. (Hydrostatische Druckverteilung, Gebirgsdruck, Heim 44, Pollack, 1882; 1, 2, 3, a , b , c). β) Ausquetsch-, Schub- oder Schleppbewegung (aus seitlichen Lotrecht drücken \pm wagrecht hervorgehend). — Beide meist Folgen von natürlichen oder künstlichen Entlastungen, Wegnahme von Stützungen u. dgl. wie oben mehrfach erwähnt. 35. Auftriebshochbewegung der Salzpfeiler (Hannover u. a.); Salzauftrieb (Lachmann u. a.); Salzwanderung (Schuh). 36. Wachsauftrieb (Wachstumsdruck): α) kristallisierender Stoffe, β) Pflanzenwurzeln, Decke hebende und Material aufwerfende Tiere. 37. Hebung an Rändern von dynamischen, tektonischen und vulkanischen Senkungsgebieten. [Aufbiegungen vorgekommener Senkungen durch Kohlenabbau und Versatzverdichtung (Seidl)]; „Aufsatlungen“. (Näheres bei Senkungen.)

IV. F. b) 38. Hebung, Auftrieb zufolge tektonischer Vorgänge. Niveauverschiebungen: Tektonische Hebungen (Aufwulsten der Falten, Faltungs- und Decken- (Überschiebungs-) Auftrieb. Kontraktion (oder äquivalente Kraft) + Gewicht der Erde geben zentripetale Dislokationen: Niedergänge geben die Ozeane; die radialen Bewegungen werden (wenigstens vorläufig) zugleich als Grundform aller Bewegungen in der Erdkruste angesehen — abgesehen von den Unterkrustenströmungen (Ampferer, W. Penck u. a.) — indem alle anderen Bewegungen als Umformungen dieser aufzufassen sind, Ausweichbewegungen nach oben (orogenetische usw. Bewegungen). Da die Schrumpf- und andere Theorien mehrfach unzulänglich, hat neuest

C. G. S. Sandberg (1924) die ursächliche Einheit von Gebirgsbildung und Vulkanismus aus der verschiedenen Abkühlung, verschiedenen Krustendicke und der dadurch entstehenden gravitativen und thermischen Isostasie nachzuweisen versucht, wobei insbesondere die Erklärung (und experimentelle Nachahmung) der Deckfalten (Überschiebungen) hervorzuheben ist. Der granitische Aufstieg (des Riesengebirges) zerlegt sich in eine Fließ- und Bruchphase; die tektonische Mitarbeit tritt bei der zweiten deutlicher in Erscheinung. (Cloos benutzt statt „Druck“ besser „Bewegung“.) Schollenhebung, neue Inseln, gefaltete und ungefaltete Kettengebirge; tektonische Pressungen: Wachs- und Salzaus- und -aufquetschen. Kontinentale Hebungen. Tektonische Hebung, verbunden mit elastischer Bodenhebung durch rückgehendes Eis (Quaas 153); Hochdehnung, Cloos, 9; Aufrichtung „wie eine Mauer“ (Schuh 13).

IV. F. c) 39. Auftrieb zufolge vulkanischer oder magmatischer Vorgänge: 39. α_1) Vulkanischer (magmatischer) Gasauftrieb (Gasausbrüche, Solfataren, Mofetten; Aufpressen, Lockern) verstärkt auch durch tektonische (oder dynamische?) Vorgänge (Sandkraterauswürfe, Injektionen durch Gas). α_2) Gasausbrüche mit zertrümmertem Material (Glutwolken usw.), auch subaquatisch; Beben, Erschütterungen, Dampfauftrieb. β) Heißwasserauftrieb, Geisire, Thermen; (Quellen über mittlerer Jahrestemperatur = „warme“ Quellen brauchen nicht vulkanisch zu sein). γ) Extrusionen; Lava-, Magma-, Schlacken-, Schlamm- auftrieb (vgl. Fließen); vulkanischer Schlamm- sprudel und -strom, Schlammvulkane; Sandkraterauswürfe (Hobbs 100), Aufwerfen von Schlacken-, Lava- usw. Kegeln (vulkanische Kuppen); Ausbrüche von Lavaschildvulkanen. δ_1) Intrusionen (Theorie Reids); Magma auch bis wagrecht (Cloos) [Beben; auch kryptovulkanisch und -tektonisch]. Sinken von Erdkrustenstücken zufolge Trennung, Last oder Druck auf die Magmahülle oder -masse und hydrostatische Weiterleitung im Magma kann das Eindringen von Intrusionen, lakkolithischer Massen usw. an schwächeren oder schwächer belasteten Stellen bedingen und Hebungen veranlassen (Magmaauftrieb). δ_2) Versuchte Eruptionen (Embryonen). ϵ) Vulkanische oder magmatische Auftreibungen, Hebungen sowie Seitenverschiebungen (Zerrungen) und Senkungen örtlich und ganzer Landstriche. Lakkolithische Hebung; schichtenhebende Lakkolithe (Gilbert, Daqué 118); Dehnung (und Hebung) bei Beben (Kalifornien); alter basaltischer (phonolithischer) Magmaauftrieb der Hegau-Vulkane (Reck); Necks; unter dem pazifischen Magma liegt die spezifisch schwerere (basaltische) Magmaschale; das stark komprimierte Tiefenmagma wird nicht bloß leichter beweglich, flüssig, sondern vehemente chemische Reaktionen führen zu großer Volumvermehrung und Wärme, es intrudiert der Volumgewinn, die Erdkruste hebt sich. (Argentinische ungefaltete Kettengebirge aus der eigentlichen Erdkruste durch magmatische Intrusion; W. Penck 1924.)

Bei Gangbildung und -füllung von unten (Reißen, Klaffen, Verschieben, unebene Flächen, Pressen, Quetschen, Dehnen oder Zerreißen); Ab(sprengungs- oder Ablösevorgänge. η) Apophysen (Einpressen, Ausziehen: aktiv, passiv), θ) Batholythe (Magma höhlt sich Räume; Aufschmelzung

oder Aufstimmung; Cloos); Marysville-Batholyth-Hebung, z. T. allmählich, z. T. an Brüchen (Barrels, Cloos) entweder: aktive Wirkung des granitischen Kernes oder Umsetzung des Seitendruckes nach oben: Hochdehnung. Bei gemischter Gebirgsbildung steigt die Erdoberfläche und -rinde, wo sie früher gesunken. ^t) Bradyseismische Bodenhebungen. Bemerkung zu IV. F, *b* und *c*. Neben den Spannkraften des Magmas Tiefe einschließlich der leichtflüchtigen Bestandteile (Gase, Dämpfe) in der Tiefe (100 *km*?) werden auch tektonische Vorgänge beim Auftrieb von Magma und Lava mitwirken, sei es durch gegenseitige Rindenverschiebung bzw. Aufpressung oder Auflockerung usw.

V. (Bleibende) Senkungs-, Setzungs-, Verdichtungs-, Einsinkungs-, Durchbiegungs-, Zusammensitz-, Raumminderungs- usw. Bewegung. (Dynamisch, isostatisch, tektonisch, magmatisch, vulkanisch.) \pm lotrechte und damit \pm zusammenhängende Seitenbewegungen. Allgemeinster Fall einer Setzung oder Senkung: 1. Bestimmte Materialteile oder Gelandeteile oder größere Krustenteile setzen sich; oder besondere Fälle: 2. Bestimmte markierte (z. B. sogenannte „Fest-“) Punkte können sich allein, ohne daß das umliegende Gelände sich ändert oder senkt [wie z. B. Seibt erwiesen und dann tägliche Änderungen an Festpunkten am Geodätischen Institut Potsdam usw.], sich ändern und 3. beide machen verschiedene (oder auch \pm gleiche) Bewegungen durch. Aktive (Schwere), passive (Zug) Setzung. Festpunktbewegung am Neuchatelersee 31 *mm*, 100 *m* landeinwärts am Gymnasium um 14 *mm* (Messerschmidt, Praktische Geologie 1894, 111). Wädensweil (Pollack, Salmoiraghi). A. Materialbeschaffenheitssetzung. In Betracht kommen: Festigkeit der Elemente und der Zwischenräume (Poren), letztere leer, nachgiebig erfüllt (also geringere Festigkeit als die Teilchen) oder fest (gleiche oder größere Festigkeit als die Einzelteilchen). Verdichtung besteht in Gestaltsänderung der Elemente durch Verringerung ihres Rauminhaltes sowie Minderung der Zwischenräume durch näheres Aneinanderlagern, Zusammensitzen (Eigen- oder fremde Schwere), Setzungsfließung; Verdichtung bei Sedimentierung; Zeitwirkungen. Natürliche und künstliche Setzung oder Verdichtung.

V. A. *a*) dynamische Setzung: 1. Zufolge Eigenschwere oder -druck: Eigengewichtsverdichtung ist die auf die natürliche oder künstliche, trockene oder Schlammungssedimentierung folgende Verdichtung des natürlich oder künstlich (z. B. in Dämmen) abgelagerten Materials durch statischen Druck (Terzaghi 347). Aufgeschüttete Erdbauten werden je nach Material, Hohlräumen, Aufschüttungsart, Untergrund, Zeiterfordernis nach Erfahrungsmaßen über die endgültig gewünschte genaue Planumshöhenlage überhöht und auch erbreitert, welche Maße durch Stampfen in dünnen Lagen, durch Walzen usw. verringert werden können. Die Senkungen, Verschiebungen (oder auch Rutschungen) unter Aufschüttungen können kleine bis große, bis seitlich gleitende Ausweichbewegungen („Nichttragfähigkeit“ Heyne's) annehmen, ebenso das Einsinken von Steinmassen, Abreißen von Durchlaßstücken auf Treisa—Malsfeld, Linz—Gaisbach usw. Verdrängungen vgl. Bild 11. Tragfähigkeit des Bodens: A) ungespannt, B) gleichmäßig, C) ungleichmäßig gespannter,

D) gemischter Boden. (Bei den schwedischen Staatsbahnen werden die Herstellungen und Erneuerungen in den dortigen „Feinmaterialien“ durch Sprengungserschütterungen erprobt: die allzu labilen Teile beseitigt, die anderen tragfähig verdichtet.) Die versunkenen Wälder, Moore, Küstengebiete z. B. Englands und die Zusammensetzungen der Schwemmländer (Tertiär, Diluvium und Alluvium) von Venetien, Toskana (E. Reyer), das Versinken von Gebäuden, Ortschaften daselbst, dann viele kleine Treppenverwerfungen (Liebe) 1 bis 2 cm hoch dürften mindest zum großen Teil hierher gehören. Bei der Sedimentation in Flüssigkeit sinken die Flocken \pm Luft behaltend, auch bei Staub- oder Aschenfall im Trockenen. Als Spuren von Setzungen an Erdwerken, alten und jungen Schutthalden oder -kegeln, an Seeufern usw. sind (oft hoch oben) Setzungsrisse, Spalten, Stufen u. dgl. zu ersehen, z. B. im Inntal ob Landeck. Zufolge Aufrichtung und Freiwitterung hoher steiler Schichtung und Schieferung bewirkt die Eigengewichtstendenz und Gesteinsbiegsamkeit besonders bei weicher Nachgiebigkeit angrenzender Gesteine („Wurzel“) am Fuß der Steilwände ein Neigen und Senken des oberen Plattenteils vom Ausgehenden an (also wegen verwitternder oder erosiver Entfernung von Stützmassen im Liegenden oder Talseitigen und Hangdruck im Hangenden elastisches und plastisches Nachgeben nach der [druckfreien] Seite unter Aufklaffen der Schichtfugen), wobei die abbiegende Neigung nach der Bergtiefe abwärts (zur Wurzel) wegen allmählich schließender Klüfte, größerer Festigkeit abnimmt; doch tritt auch Ausknickung bei Schicht- oder Banksteilstellung in einzelnen oder mehreren Schichten nach der wenigst widerstandsfähigen Seite ein: Anlaß zum Bergsturz am Arlberg, 3. Juni 1892 (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Taf. XVII, Fig. 2, zeigt zwischen A und dem Pfeil, sowie rechts von A die knickenden hohen Steilbänke, die oben geblieben sind; vorgeneigte Schichtköpfe hanggräbenbildend am Südhang Langen bis St. Christof z. T. mit H_2O erfüllt; am Pareng im Birikalk). Hinter Rutschmassen, hinter bergeinliegenden oberen „Absatzflächen“ (vgl. S. 50/51) oder Wülsten ergeben sich Einsinkungen (auch an Hängen), Löcher, Wellen- und Hangtälerchen, periodische und bleibende kleine Seen (Nolla, St. Christof), Schichtenneigungsseen. Zusammensitzbewegungen der ursprünglichen feinporösen, schwammigen Eisenerze der fränkischen Alb: Gleitharnische im Ton (Reis 1909, 189). Verdichtungen und Verhärtungen im Boden bei Ortsteinbildung (Ehrenberg 305). Übergänge zum Kriechen. — Kettengebirge biegen unter Eigengewicht mit Umgebung durch. 2. Durch Außendruck: unter ruhender und bewegter, örtlicher oder weiter erstreckter Belastung, Druck, Zusammenpressen im Material (Last schwerer als Materialwiderstand). Bodenverdrängung durch Verdichtung in Amerika gemessen: zuerst Bodenverdrängung mit Auftrieb: „kritische Tiefe“; dann bei Tragvermögen. Einsinkungen von Einzelkörpern (im kleinen) im Schlamm usw. am Boden des Meeres, in Seen, von Auswürflingen, Steinen, Blöcken, größeren Schollen. Zeitwirkungen: Im harten Pech versinken allmählich Bleikugeln; Einsinkungen in dickeren Massen des Inlandeises. Einsinken natürlicher und künstlicher Aufschüttungen im Schlamm oder nachgiebigen Böden im Meer, an Seeufern. Senkung durch Anschüttungsweichen im Trockenen (Lötschberg)

und im H_2O bei Steillagen der Akkumulation. Einsinken von (Keuper-sandstein-) Schichten in unterliegende Tone (Blanckenhorn): pressen Ton empor (vgl. Auftrieb). In den taschenartigen Vertiefungen auf den Keuperlettenoberflächen liegen Steine. Ackerbodenbewegungen lotrecht und seitlich, Bodendurchmischungen: Teile verschiedenen spezifischen Gewichts sinken verschieden, pressen andere z. T. weg, ab- und aufwärts usw. (Übergang z. T. zum „Kriechen“.) „Bodenzusammenpressung“ unter Dämmen (Geologische Kommission Schweden: Messung mit eigenen Rohren mit Pegeln, die American Foundation Committee hat Metallscheiben benutzt. Die Rüttelwirkung (Pfahlschlagen) gibt ein Maß für den Grad und die Gleichmäßigkeit der Verdichtung; Lockermassen, „Sandfälle“ usw. können durch künstliche (natürliche?) Erschütterungen (etwa Sprengwirkung) stabilisiert werden oder durch die Kontinuität des Materials aufhebende Pfahlrammung; stoßweise Formsandverdichtung in Fabriken (statt Stampfung). Stöße, Erschütterungen usw. veranlassen zufolge dem Gesetz der Trägheit das Einsinken schwerer Körper tiefer in den Boden; beim großen indischen Erdbeben sind schwere Denkmäler von engen bogenförmigen Rinnen und Rissen im Boden umgeben bis zur Hälfte in die Erde eingesunken (auch Charleston 1886). Fortwährende Zitterungen, Reibungen bewirken auch ein gegenseitiges Abreiben, Abschleifen usw. und dadurch ein Sinken. Setzungen erscheinen auch bei flachgründigen Bauwerken: lockere Stein- oder Materialhaufen, Mauern, Objekte, Sperren u. dgl.; in Krusten ehemaliger Seebecken, in Mündungsgebieten \pm schlammführender Flüsse usw.: in „verkapselten“ weichen Massen, Mulden (von Dorfgastein, bei Mallnitz, Heubach, Terzaghi 260); in örtlich belasteten Schlamm- und Tonmassen (Goldenes Horn). Rasch aufgebrachte Massen können versinken, langsam aufgebrachte setzen sich normal.

3. Temperatursenkungen: Abkühlendes H_2O verdichtet bis $+4^\circ$ auf größte Dichte (noch mehr abkühlendes H_2O unter Gefrierpunkt dehnt sich aus). Abkühlung zieht viele Stoffe zusammen. α) Temperaturverluste, also Abkühlungssenkungen oder -setzungen (Krustenbildung aus dem Schmelzfluß, Klüftung usw.) Erdkontraktionshypothese. Langsames Sinken durch Abkühlung von Sand (der Kornhüllen Luft, Feuchtigkeit) und Gestein. (Die ausdehnende Wärme hebt.) β) Einsinken durch Wärmezunahme: Einsinken von Körpern durch Erweichen der Unterlage oder Umgebung beim Tauen oder Auffrieren. Schmelzung unterliegender Eiskörper.

4. Senkungen durch Stoffentfernungen. Verdichtung, Setzung durch Wegnahme tragender oder stützender oder füllender Teile oder Poreninhalte: α) mechanischer Natur. 1. Auf natürliche Art (Entgasen, Verdunsten, Krustenbildung), Verdichtung und Senkung durch Auftauchen (loser, bindiger, Schlamm Massen, Sedimenten), Verdunsten, Abtrocknen; Anbohren sandiger Zwischenlagen (Terzaghi 152, 146, 261, 181); Entgasung, Entlüftung durchlässiger Materialien (Sand usw.); natürliche Entwässerung. Unterirdische Ausspülung, Erosion, Kolkung (auch unter Wehrkörpern usw.) Schichtenzusammensinken durch Unterwaschung wag- bis lotrechtstehender Schichtflächen (Schiller 1924); Nachsinken von Talflanken (Richthofen, Deecke). 2. künstliche Stoffentfernung: α_1) Setzung durch Eindeichung von Marschen und anderen Landstrichen (Troddenlegung); Abtrocknung von Moor oder Torf von

oben oder unten (Hebung, Zentralblatt 268); Setzung in Gebäuden (Muck); Senkung durch bloße (klare) Entwässerung (Abtrocknung) wasserführender oder -tragender Schichten oder Klüftungen; Wasserentziehung aus Brunnen, natürlichen oder künstlichen Teichen, Seen; Absinken des Grundwasserspiegels usw. Senkungen bei Bohrungen durch Sand-, Lehm- usw. Ausfließen (Schneidemühl 1893). α_2) Ober- und unterirdische Senkungen zufolge natürlicher oder künstlich hergestellter Hohlräume, also über (verborgene) klaffende Spalten, Lösungsräumen, Kohlen- und Erzabbau, Stollen und Tunnels usw., über Gänge grabender Tiere (z. B. Tubikolen), Wurmrohren; trotz Geröllpanzer wird Material entfernt, die Gerölle sinken ein (Passarge 1912); verfaulende Wurzeln. Findet die Senkung über vorstehende größere Hohlräume statt, so wird damit von innen betrachtet verengt auch eine Lockerung des Hangenden — bei großem Druck auch der Ulmen — stattfinden: Meist erst nach einer gewissen (bisher noch nicht bestimmten) Zeit wird bei nachgebender „Sicherheit“ die erste kleine bis größere Deckendurchbiegung, allfällig auch ein Hereindrängen der Seitenstöße sichtbar, dem je nach Material, Lagerung und Klüftung ein Hereinbrechen von festen Massen, verbunden mit Aufreißen latenter und soustiger Klüfte, folgt. Bei weitergehender Bewegung bilden sich dann im nächsten Stadium nach oben paraholisch geformte Abbruchräume über den anfänglichen Hohlräumen,¹⁾ denen dann je nach Verspannung des Gebirges \pm Senkungen bis Einbrüche bis zur Tagesoberfläche folgen können: trichter-, trog-, grabenartige Pingen, Tagbrüche, Erdfälle, Tröge, Gräben, Dolinen, Versickerungstrichter. In unterirdischen Räumen (Bergbauen) nimmt die durchstreichende Luft in gewissen Zeiträumen (zuerst rascher und dann weniger rasch) bis zu einem bestimmten Grad Feuchtigkeit aus dem Gestein, allfällig auch der Zimmerung, dem Mauerwerk, Belegschaft usw. auf, so daß eine Art kapillar wirkender Abtrocknung ermöglicht würde. Ob dadurch allein ohne sonstige Einflüsse oder Änderungen ein Gesteinsnachgeben im Bau, allfällig bis zur Erdoberfläche in meßbaren Senkungen (bis Pingen) möglich, wurde bislang noch nicht einwurfsfrei festgestellt. (Versuche und Messungen der mit der Luft abgeschlossenen Feuchtigkeitsmengen und Abnahme der Gesteinsfeuchtigkeit (Bergfeuchte) wären erwünscht. „Tausende Bohrungen waren (angeblich) anscheinend ohne Einfluß.“ Aus dem obigerwähnten Niedergehen der Bergmassen, zuerst langsamer, aber später rascher und stärker, erstet örtlich konzentrierter Gebirgsdruck, der auch den trocken oder mit Spülversatz eingebrachten „Bergeversatz“ zusammengepreßt, verdichtet. Senkungen unter Tags durch Herabdrücken von First (Kappen) und Ulmen und sonstigen Tunnelsicherungshölzern mit Gleitharnischen im abbildungsfähigen Material, unter Hereintreiben der unteren Teile der Stempel mit \pm Auftrieb in der Sohle [je nach Nachgiebigkeit und Gewicht (am Simplon selbst fester Gneis aufgepreßt und aufgeblättert)]. Niederziehung eines Braunkohlenflözes nach Eruption und Erkaltung eines Basaltschlotes (Rosental 1893). β) Senkung durch chemische Ein-

¹⁾ Vgl. die einschlägigen Versuche: Bodensenkungen im Berg- und Tunnelbau-Wien 1919. (90 Bilder verschiedenen Verhaltens.)

flüsse: durch Lösung und Abfuhr leichter löslicher Gesteine, also z. B. Salz, Gips, Kalk (Zellenkalke, Rauchwacke mit Tonrückstand: Reis), Dolomit usw. Salinare Senkung (Spengler, Salzkammergut), atektonische Senkungen des Tertiärs zufolge Salzauslaugung (Dahlgrün 1923), Erdfälle, Tagbrüche. Lüneburg: Zechsteinsenkung; langsames Nachsinken von Schichtgestein durch Lösung von Schichten (Bebenfolge), Richthofen 129, Einfluß auf Außenformen (Kalksteinkugel auf Marmorplatte, Geröll-eindrücke). Nach- und Absinken des Geländes auch an Talhängen usw. durch Lösung (und mechanisch). Richthofen 122, 157, Deecke; Übergang zu den Gleitungen. Setzung durch Humusoxidation, durch Kohlen-erdbrände (auch Verfestigung), durch Umwandlung von Bestandteilen. Scheinbare Erdfälle können entstehen: 1. Durch Oberflächenwegspülung, 2. durch Bewegung der Gebirgsschichten, 3. hinter „Absatzflächen“ bei Gleitungen usw. — 5. Verdichtung durch Stoffzufuhr. α) Natürliche Dichtung (Selbstdichtung) durchlässiger Massen. Viele Wasserbetten und Wasseransammlungen sind (besonders im Fels) undicht, haben unterirdische Versickerungen, Abflüsse, Grundwässer (fast stehend) und Grundwasser „ströme“. (Grunewaldsee, Berlin; viele Alpenseen, Bäche). Die Selbstdichtung kann erfolgen: 1. durch Ein- und Anschwemmung dichtender Feinstoffe aus trüben oder schlammführenden Fließwässern und trübwerdenden Seen in die durchlassenden Zwischenräume (Poren); 2. durch einen genügenden Überzug mit einer dichtenden Haut auf der Wasserseite (für die Nachahmung dieser Vorgänge vgl. die Selbstdichtungsversuche der schweizerischen Wasserwirtschaft Nr. 1 bis 9). Stärkere Grundmoränen können dichten. β) Künstliche Dichtung. Wiederholt wurden durchlässige Kanalteile tunlichst undurchlässig gemacht. Bei künstlich aufgeschlämmten Dämmen (Panamakanal, Leinetal wurden Ton- und Leimdichtungen (auch Betonlagen) verwendet. Am Ems-Weserkanal wurden 4 m starke durchlässige Schichten und auf Datteln—Ham (Rhein-Hernekanal) Tone, die nach dem Handkugelverfahren geprüft wurden, verwendet: mit Motorwalzen, Böschungswalzen, Luftdruckstampfen. Künstlich aufgeschlämmte Dammassen bedürfen i. d. R. nur teilweise Nachhilfe an besonderen Stellen. Amerika hat die Dichtung geschlämmter Dämme untersucht und plant jetzt einen 60 m hohen Staudamm mit 400 m Basis.

B. Gleichgewichts- (isostatische) Senkungen. Aus den Schwere-messungen hezw. Unterschieden in der Erdkruste ergibt sich das Streben nach Schwereausgleich: sonach Senkung verbunden mit seitlichem Ausweichen im Untergrund nach weniger belasteten Stellen, was aber nur für Landstriche von mindest 100 km² gilt. (Kleinere Massen, z. B. Berge, sind nur elastisch eingesunken.) Das Sinken erfolgt bei, während und nach der Gebirgs- oder Schollenbildung und sehr allmählich. (Versuche von Schuh.)

C. Tektonische Senkungen: Zentripetale (epirogenetische) Senkungen oder Senkungsfelder größeren und kleineren Umfanges. [Felder, die hinabgedrückt (Sonder 232) werden und nach Entspannung wieder auflaufen, gehören zu den elastischen Bewegungen]; die Folge des aus der Versenkung etwa sich ergebenden Seitendruckes sind örtliche tektonische Bewegungen im Aufbiegungsraum (Soergel). Geosynklinalen

werden durch Sedimentanhäufung hinabgedrückt (Metamorphose). Flexuren, mechanisches, tektonisches, vulkanisches (magmatisches) Abbiegen von Schichten, Abreißen von Flexuren (Eggenburg, Wiener Becken, Tertiär). Setzungen mit vernarbten Trennungen oder Abreibungen. Einsinken von schwereren Falten und Deckgebirgen am Vorland, Rand in Salzmassen, Durchbiegungen und Aufbiegen an Rändern, Spalten, Schwachstellen; Durchspießung (Versuche Schuh). Senkungen von Schollen äußern sich auch als Verwerfungen (z. B. am östlichen Deister). Der Birikalk von Mjösen (Norw.) hat sich zwischen anderen festen Schichten beim Aufrichten in sich zusammengesetzt (Rothpletz, Ak. 1910). Mit der Gebirgsbildung sind auch Verdichtungen verbunden (schwere Lasten usw.); Stauchungen. Fazieswanderungen bei Senkungen (Schuh 145). Faltungsbewegung: Mulden eindrückend. Deckschollen aufschiebend: Mulden eindrückend, Randmulden oder Trogbildung. Verschiebungen in wag- oder lotrechter Richtung mit Rücken und Mulden dazwischen. Tektonische sekundäre Senkung mit Braunkohlenbildung (Fliegel): tektonische Schollenbewegung, schwache Faltung. Abreißen bei Salzspiegel und „Salzfang“ (Fulda). Tektonische Risse, Spalten, Staffelbrüche, Gräben, echte und unechte Einbrüche (Sonder 232). Sekundäre Folgen: Differenzialbewegungen innerhalb anderer Formen: Kleinfaltung, Kalkmassen sinken in weiche Mergel und quetschen selbe auseinander (Tofana, Antelao). Unter der 2000 m starken Fanes- und Sellagruppe erscheinen drei Stockwerke: Unten Schuppung (linsige Körper; Überschub), dann Faltung, Zusammenstau unter der Last und oben freie Faltung von losem Gefüge (Kober). Tauchdecken, unter hohem Druck, großer Last, tiefer Rindensenkung (penninische Decken).

D. Vulkanische Senkungen. Senkungen während und nach vulkanischen Ausbrüchen zufolge innerer Massenverluste (Auswürfe). Zusammenlagerung (anlässlich Schütterungen). Trichter- und muldenförmiges Einsinken; auch von vulkanischem (magmatischem) Material (insbesondere auch längs klaffenden Spalten); Niederziehen der aufgeschütteten (aufgeworfenen) Schichten gegen den Schlot oder Auswurfskanal (Reyer, Bücking; Sieberg: Am Aetna). Regionale Senkungen zufolge Magmeströmungen (Ampferer, Schuh, W. Penck). Senkung durch Aufschüttung (Last). Vulkanische Einbrüche, Hegau (Reck). — Bemerkung zu *A* bis *D*: Durch Sedimentation Massenumlagerung (einseitig, isostatisch; Sonder 230, 247; Tams).

VI. Lockerung. Im Gegensatz zur vorher gebrachten Verdichtung usw., die \pm einer Raumverminderung entspricht, steht die Raumvermehrung in Gesteins- und Gebirgsmassen, die aus inneren Vorgängen und äußeren Anlässen eintreten kann. *A.* Natürliche Auflockerung der Gesteine durch physikalische und chemische Kräfte (Verwitterung, Druck, Zug, Umwandlung, Zersetzung) und allfällige Fortschaffung. Tonreichere Böden lockern nicht nur durch H₂O-Aufnahme ihr Gefüge, sondern lassen durch geeigneten Wechsel von Trockenheit, Nässe, Frost durch Kohärenzverschiebungen eine mehr oberflächliche (wagrechte) hlättrige Zermürbung eintreten; im bindigen, verdichteten Einzelkornstrukturboden werden die Selbstlockerungsvorgänge oder der Eigenbewegung

durch mechanische Wurzeltätigkeit und starke Modifikation der H_2O -Verhältnisse verstärkt; aus der Kombination von Selbstlockerung und Wurzeltätigkeit wird einer dauernden (pflanzenschädlichen) Dichtverschlämmung des Bodens durch Niederschläge entgegengewirkt. Zerteilende Bodenbewegungen zerlockern, daher auch die Gebirgsbildungsbewegungen in allen Einzelheiten. *B.* Künstliche Auflockerung: Umarbeitung des Kulturbodens; Materialgewinnung in Fundamenten u. dgl., sowie zur Anschüttung; unterirdische Gewinnung. Kritischer Strömungsdruck verursacht Lockerung, bleibende Sandauflockerung. Erschütterungen haben auf kritische Gefälle keinen Einfluß. Weiteres bei „Volumänderungen“.

VII. Zusammenziehungs- und Dehnungs- sowie Quellungsbewegung.

Nachdem solche mehrfach in den bereits vorgeführten Gruppen, insbesondere bei den Auftriebs-, Hebungs- sowie Senkungsvorgängen, wo die Wirkungen nach den Richtungen kleinerer Widerstände zur Geltung kommen, in den sich äußernden Hauptzügen besprochen erscheinen, sollen hier vorwiegend noch weniger oder gar nicht besprochene Vorkommnisse angeführt werden. *A.* Raumverminderung infolge: 1. Eigenschwere, 2. Außendruck, 3. Temperaturänderung, 4. Stoffentfernung: α) mechanisch: α_1) natürlich, α_2) künstlich; β) chemisch. *B.* Ausdehnungsbewegungen infolge: 1. Temperaturabnahme: Frostwirkungen; „die Erde wächst“ [Högbohm 327; Spaltenfrost wird trotz großer Treibwirkung im kleinen, für große Verhältnisse (geologisch) meist überschätzt]; sortierende Bewegungen im Boden; Steinnetze, Übergänge (Högbohm 312, 320); Betonbewegungen (Zentralblatt 141 und „Verw.“). 2. Temperaturzunahme: Dehnung durch ein- oder allseitige Wärme („Wärme ist eine Art der Bewegung“); Eigenbewegung des Bodens (Berkmann 16); Ausdehnung — Zerlockerung — Hebung des Bodens (dreifach oder sechsfach); Quarzkörner durch Wärme bewegt: „tönender Sand“; Dehnungen in den Gesteinen: Türme-, Schornstein-, Mauer- usw. Neigungen durch einseitige Bestrahlung (tägliche Perioden, z. B. in Heidelberg, Wien, auch gemessen); Beobachtungen an der Wandrahmbrücke, an Talsperren, an Beton- und Asphaltbürgersteigen, Brücken usw.; Gebäude bewegen sich auf und ab. 3. Wasseraufnahme. 4. Einseitigen Drucks durch Zuströmen des gepreßten Materials bei Magma, Faltungen, Salzlagern usw. (Fließen, Abwandern, Strecken usw.). 5. Natürliches oder künstliches Zerfallen (Hohlraumzunahme), Zerbröckeln, Pulverzerfallen, Materialgewinnung; trockenes Kalklöschchen (Absonderung, Klüftung). *C.* Quellung: 1. Auch in längeren Zeiträumen praktisch kaum merklich, z. B. gewisse Anhydrite (Madritschjoch, anstehend: 82% Anhydrit + 17.7% Gips; Hammer, John); körnig- und blättrig-kristallisierte Anhydrite unverändert in alten Sinkwerken (Mayer 1913); in Stollenhalden; im Salzgebirge; Bosrucktunnel (Anhydrit gemischt mit Dolomit). Der Gips von Läuferlingen hat Anhydritkerne, ist also aus Anhydrit entstanden, weil aber massig, so ist keine Fältelung eingetreten (Heim); bei der Fältelung durch Schwellung: Schenkel verdickt, Umbiegstellen \pm aufgebrochen, verdünnt; die Fältchen nach Zahl und Größe von der Nachbarschaft unabhängig (Heim, Geol. d. Schw. II, 78). 2. Manche (reine oder reinere?) Anhydrite scheinen druckäußernde Volumsvergrößerungen

bezw. Verhinderung der Raumvergrößerung (oder Terzaghis elastische Kapillarwirkungen) anzudeuten. Im Hangenden größerer Gipsmassen zeigen die Buntsandsteine merkwürdige Störungen, auch Spalten mit von unten eingepreßtem Gips (im südlichen Harz). — Am Benkenpaß Fältelung aus dünnen Anhydritschichtchen (Heim). — Quelfaltung im Schlangen- und Gekrösegyps (Heim, E. Kaiser); Stauchung (Hirschwald); Reliktkristalle von Anhydrit im Gips von Val Canaria. — Knöllchen von Salzton bei Druckentlastung quellen schaligblättrig, zeigen sich salzig imprägniert; dunkle, glänzende Salzglanzschiefer deuten auf Druck (Überschiebung?). 3. Eisenkiesreiche kalkige Tone (Septarien- oder Rupeltone) knapp unter den Tagbausohlen in den Stettiner- Zementgruben geben, dem Regen und der Luft (O) ausgesetzt, in zwei Monaten buckelbildende Gypsrosetten in großen Kristallen: also chemische Umwandlung (Deecke 1919). 4. Dichter toniger Anhydrit quillt nach Mayer (vgl. oben) bei der Umwandlung rascher. 5. Trockene Mergel, Tone, standfest unter Dach, zerfallen bei Feuchtigkeit unter Ausscheiden von Kalkkrusten ($H_2O +$ chemischer Vorgang; Deecke; Schlierwiderlager im Kohlenbahntunnel 50 Jahre alt bei Breitenschützing, Oberösterreich). 6. Volumvergrößerung von tonigem Material: 0.55 g Kaolin-kolloidton quillt in 24 Stunden auf 146 cm^3 , während Tonerde- bzw. Eisenhydroxydkolloid nur 80 bis 100 cm^3 (im H_2O) erreichte; natürlicher Ton quillt weniger. 7. Schwellen von Stampfasphalt (H. Schmidt). 8. Gipsschwellen in Zementen; Längenänderungen im Mörtel und Beton (Zürich 1919); Messungen an der Luft und im H_2O . 9. Ein „Fest“punkt in Lehmboden (zweimal versetzt!) senkte sich periodisch durch Austrocknen und hob sich durch „Quellen des Bodens“: Sommersenkung 2 bis 4 mm gleich der Winterhebung (Holm: Niv. Versuchsstrecke). — Nach Stapff „blähte“ der zersetzte Glimmergneis im Gotthardtunnel linear 2.9%, woraus er eine Gehirgshebung von 49 m errechnete (!) Fugger und Kastner (1889) gingen beim Salzbergbau Dürrenberg (Hallein) noch viel weiter! Durch zirkulierende H_2O auf Anhydrit, der bei Fehlen von Salz, also nach der Entsalzung, in den H_2O -haltigen Gips übergeht, werden starke Faltungen und Stauchungen durch die Volumzunahme bewirkt (Andrée 1911). Übergänge zum Nichtquellenden. 10. Die mechanische (Kapillar-) Schwellung, die besonders bei der Berstungsfließung, d. h. den Rutschungen in tonigen Massen von Belang wird, ist bereits S. 73 erklärt (Terzaghi).

Die **Gestellensquellung (Quellungsdruck)**, unter vielen Bezeichnungen (Quillen, Aufblähen, Volumsvergrößerung, Treiben usw.) bekannt, ist ein arg vernachlässigtes Kapitel der Gesteinskunde ober- und untertags und haben sich eigentlich nur Physiologen und Botaniker mehr damit beschäftigt, wodurch eine gewisse Einseitigkeit nicht zu vermeiden war. Sie zeigt sich im Bereich der Geologie vornehmlich in tonigen oder verwandten Massen, in Tongesteinen, wenn auch die übrigen Gesteine kleine Werte hiervon erreichen. Sie wird außerordentlich oft auch heute noch, selbst von Fachleuten gar nicht selten vollständig mit Gebirgsdruckerscheinungen verwechselt, wenn auch zugegeben ist, daß in manchen Fällen beide zusammenwirken können und daher eine Trennung anfänglich vielleicht nur schwer durchführbar erscheint, bei

größeren und andauernden Bewegungen aber die Schwellung nur eine untergeordnete Rolle spielt. Die vom Grad und Richtung des Gebirgsdruckes abhängige und nicht richtig eingeschätzte größere oder kleinere Zähigkeit (Duktilität) des Gesteins verführt zur Verwechslung. Bei offenen Erdarbeiten, in Ton-, Lehm-, Kaolin-Gruhen, in unterirdischen Aushebungen dieser Materialien, aber auch in festeren Gesteinen — im Simplon zeigte auch der festeste Gneis unter dem Schweredruck großer Überlagerung ein „Auftreiben“ — macht sich nach kürzerer oder längerer Zeit das Bestreben des Herausdrängens in den freigemachten, entlasteten Raum bemerkbar. Da meist auf der Sohle ein niveauempfindliches Verfrachtgleis liegt, so ist meist zuerst ein betriebstörendes Heraufkommen der Sohle samt Gleis zu beobachten; das wird ohne weiteres vorwiegend als eine Volumzunahme des Materials durch Aufnahme von zufließendem Wasser oder von Feuchtigkeit aus der Luft, z. T. auch chemischen Vorgängen (Zersetzung von Schwefelkiesen, Neubildung von Gipsnadeln) u. dgl. von vielen beteiligten Seiten erklärt. Drängen dann z. B. im Stollenbau die Stempel in den Seitenstößen oder Ulmen, dann die Klapphölzer in den hergestellten Hohlraum, biegen und brechen beide usw., so ist diese angebliche „Volumvermehrung“ oder wie sie auch in geologischen, technischen usw. Veröffentlichungen benannt erscheint, „Blähung“ die angebliche Ursache dieser Tatsachen. Um die Zuverlässigkeit der angeführten Annahmen zu prüfen, hat Terzaghi (a, a, O, Seite 215) Probekörper verschiedener Tonsorten verschiedenen Wassergehaltes gefertigt und wochenlang in geschlossenen, mit dampfgesättigter Luft erfüllten Räumen bei Zimmertemperatur aufbewahrt. Die Proben veränderten in der plastischen und halbfesten Konsistenzform weder Gewicht noch Rauminhalt und in der festen erwiesen sie sich trotz hygroskopischer Wasseraufnahme als raumbeständig; das Schwellen ist also nicht auf hygroskopische Wasseraufnahme zurückführbar. Das Schwellen erklärt sich vielmehr aus den im Porenwasser des Tons herrschenden Druckverhältnissen; darüber einiges noch später und seinoch vorausgeschickt, daß verschiedene Erscheinungen jahrhundertlang zusammengefaßt wurden. Schon sehr lange ist den Bergleuten bekannt, daß unter unseren Augen und in verhältnismäßig kurzer Zeit Umformungen in den Felsmassen statthaben. So erinnert Mathesius, daß Stollen mit der Zeit so zusammengewachsen seien, daß sie unwegsam wurden¹⁾. Spätere Bergleute bestätigten diese Erfahrung. Vor mehr als einem Jahrhundert wurde gezeigt, daß nach Abbau der Kohle die Schiefersteine des Bodens und der Decke hereinwachsen²⁾. Charpentier beobachtete den auf die Bergwerkshalden gestürzten Anhydrit, wie er allmählich in Gips übergeht, doch werden an Kalksteinen, Schiefen, Kohle, Graphit und anderen Gesteinen³⁾ plastische Formen getroffen, die durch keinerlei chemische Änderung verursacht werden. Kalksteine,

1) Mathesius, Prediger zu Joachimstal: „Sarepta“ oder Bergpredigten (1562), 4. Aufl. 1679, 3. u. 6. Predigt, S. 134, 241.

2) Greenough, Geol., übers. 1821, S. 57. — Brard, Anu. chim. Phys. 1828, Bd. 38, S. 166: Die Quellung (?) soll bis 50m unter die Sohle der Strecke merklich sein.

3) Hoffmann, Beitr. z. K. Deutschlands 1823 u. Pogg. Ann. 1825, III, S. 34. Hausmann, N. Jahrb. f. Min. 1847, S. 594. Naumann, Geologie 1850, II, S. 620.

Sandsteine, Opal, Chalzedon, Beryll, Asbest, Tremolit usw. seien im bergfeuchten Zustand weicher und milder als im trockenen; selbst der Granit soll leichter bearbeitbar sein. Wie zu erkennen, ist wohl das „Zuwachsen“ mehr dem Gebirgsdruck zuzuschreiben, während die Frage der Gesteinsumformungen auch heute noch wenig geklärt erscheint.

Schon bei der Definition der Quellung zeigen sich Verschiedenheiten in der Auffassung, auf die alle hier nicht eingegangen werden kann¹⁾. Nur sei zur Meidung von Mißverständnissen bemerkt, daß (in Abweichung des wissenschaftlichen Gebrauches) insbesondere bei den Bergleuten angeblich meist²⁾ „nach dem bergmännischen Sprachgebrauch (?) von „blähendem Gebirge“ (zum Unterschied von druckhaftem Gebirge (?)) nur dann gesprochen wird, wenn ein allmählicher Druck in Form von Volumsvermehrung durch Einwirkung von Luftfeuchtigkeit oder H_2O (wer kann das festsetzen?) sich geltend macht. Gebirgsarten, die besonders auf die Einwirkung von H_2O reagieren, in trockenem Zustande aber meist eine normale Tragfähigkeit aufweisen, sind der Liegendletten in den meisten Braunkohlengruben NW Böhmens (Tertiär), der Phyllit in den alpinen Braunkohlengruben Seegraben (zersetzer Phyllit) und Hart bei Gloggnitz; der liegende Seifenschiefer in der Braunkohlengrube Fohnsdorf (vom Wodzicki-Schacht) usw.“
Wie der Verfasser sich beim wiederholten Befahren verschiedener Gruben (Essen, Häring, Dürnberg, Grünbach, Hart usw.) überzeugt hat, ist eine Unterscheidung zwischen „blähendem und druckhaftem Gebirge“ an Ort und Stelle weder bei den Beamten noch Arbeitern bekannt, meist wird alles mit „Blähen“ bezeichnet, also auch dort natürlich, wo nur Gebirgsdruck vorwaltet.

VIII. Elastische Durchbiegung oder Biegung zusammenhängender Erd- und Gesteinsmassen, lot- bis wagrecht; elastische Bodenem- und -durchbiegung; dynamisch, tektonisch, vulkanisch (magmatisch) z. T. schon früher bei Verdichtung usw. behandelt. Elastizität des Bodens ist Elastizität der Struktur oder des Gefüges und ist die elastische Dehnung des Gesteins von Feinbewegungen im Gefüge begleitet, besonders bei bindigen Böden. Unausgeglichene Reibungsspannungen, Anpassungsbewegungen der Körner bei Belastungsunterbrechungen dauern fort.

A. Infolge örtlicher Be- und Entlastung: Elastische Durchbiegung der Erdkruste (Stauweiher mit 934,000.000 m^3 , 70 m H_2O . Tiefe durch Horizontalpendelbeobachtungen; Baschin 1914); bei schwereren Bauten sind durch Libellenfeinmessungen die elastischen Bodenbiegungen bestimmbar. Elastische Durchbiegung bei Deichen durch einseitigen (Sturm-) Wasserstau (auf der Gegenseite entsprechende elastische Hebung). Bei schüssel-, mulden- oder trogförmigen elastischen Einsenkungen über unterirdischen Abbauen ohne schon erfolgte Abreißung des Muldenkerns

¹⁾ Vgl. J. R. Katz. Die Gesetze der Quellung. I. Teil, 1916, S. 9 ff., vgl. auch Definitionen von H. de Vries, Lehrbuch der Pflanzenphysiologie (1880); W. Pfeffer, Lehrbuch der Pflanzenphysiologie; V. Lehmann, Molekularphysik I; Artur Müller, Allgemeine Chemie der Kolloide 1907. Bd. VIII des Handbuches der angewandten physikalischen Chemie in Einzeldarstellungen. Seite 99 ff.; u. a.

²⁾ Über Frostwirkung, Quellung (Quellungsdruck) usw. Technische Blätter; Teplitz-Schönan 1921.

tritt eine Art Dreh- oder Schaukelbewegung auf; der sinkende Teil biegt sich wie ein in der Mitte beschwertes Brett durch und wölbt dabei den außer den Auflagpunkten liggenden Teil als Gegenwirkung nach oben (Pollack, Bodensenkung. K. Lehmann, Glückauf), z. T. ab, wodurch die vorher gebundene Spannung frei wird und die Expansivkraft nach der Richtung geringsten Widerstandes, also noch oben, strebt. Elastische Druckverteilung und Drucküberschreitung in Schüttungen, Strohschneider 1912, Terzaghi 232. Inselauftrieb, Aufpressung durch örtliche (seitliche) Belastung (vgl. Auftrieb). Bei Stollenfirsten siehe Gasausbrüche, A. Becker. Durch- und Zurückbiegung durch (Inland)-Eisdecke; falsche (?) Isostasie. Gesteins- und Gebirgsschläge durch lot-bis wagrecht gerichteten (wie in Zerdrckungsmaschinen) oder vorherigen allseitigen Druck, nach der freien Seite oder schwachst widerstrebendsten in Tag- und unterirdischen Bauten: plötzliche mit Knistern bis Knall verbundene Schalenabtrennung nebst Wegschleudern im festen ungeklüfteten Gestein. (Ob bloßer Schwere- bzw. Gebirgsdruck, verborgene Temperaturspannungen, sonstige Energiereste usw. vorwalten, ist im Einzelfall zu untersuchen.) Den elastischen Entspannungen entsprechen nicht selten Schleuderbewegungen: z. B. Violinseiten, Bologneser Glastropfen u. dgl. *B.* Infolge (\pm wagrechter) Stauchungsbewegungen: klein und unmerklich, Sonder 224; Spannungs- und Entspannungsbewegungen, Sonder 238; Durchbiegen der Deckschollen und der Kruste (Schuh 8, 109, Sonder 240); elastische Hochdehnung durch Erosionsabtrag bei wagrechter Pressung. Reid erwähnt des (tektonischen) Zurckschnellens bei tektonischen Beben (elastische Schwingungen). „Senkungsfelder“ können einer Hebung entsprechen, indem (Sonder 232) die Flächen hinabgedrückt und nach der Entspannung auflaufen (echte und unechte Einbrüche).

IX. (Elastische) Bodenschwingungen und -schwankungen, Beben (Seismik), Grundursache: Elastizität; lot- bis wagrecht, sowie drehend, wellenartig; langsamst bis raschest, unmerklich bis merkbar und plötzlich (explosiv schleudernd), eng begrenzt und erdumspannend (Weltbeben); \pm mit anderen Bewegungen (z. B. Gleitungen) verbunden; Druck, Pressung, Zerrung, Zerreißung, Drehung, Hebung, Senkung sowohl durch Innen(Ursachen)- als Außen(Anlaß)kräfte natürlichen oder künstlichen Ursprunges oder Veranlassung, etwa auch vereint; freie, erzwungene und Verdrehungsschwingungen; Erscheinungen nach Vorläufer, Hauptphase, Nachläufer. Irdische (dynamische, tektonische, vulkanische [inaginatische]) Schwingungen (in allen Aggregaten) und auertellurische; letztere, also nicht eigentliche makroseismische Erdbeben sind: *A.* die mikroseismische Unruhe, bei unregelmäßigen Perioden und Amplituden: Pulsatorische Oszillationen (Pendelunruhe), jährliche und tägliche Perioden, Bewegungen in der Lufthülle: Winde und Mitschwingen bei Barometerwellen; und *B.* Lotschwankungen bei Regelmäßigkeit (bradyseismische Bewegungen). Die Abweichungen der Lotlinie bestehen in halb- und gantz-tägigen Bewegungen der Sonnen- und Mond-Tagperiode und in Nullpunktbewegungen, doch sind sie keine Elastizitatsschwingungen. Die vulkanischen Beben sind auf Bewegungen

des Magmas und seiner Gase in den Schloten und Nestern rückführbar, beschränkt; auch tektonisch-vulkanisch. A. Natürliche Erschütterungen oder Stöße (Erdbeben), Bodenunruhen durch tektonische, vulkanische Dislokation, unterirdische Einstürze: tektonische, vulkanische und Einsturzbeben; Seebeben; Abreißen oder Abbrechen (in der Erdrinde) gibt Reibungsvibrationen oder Stöße, Brontidi (Geräusche), Donnern; Spuren fossiler Beben. Kryptovulkanische Beben: tektonisch-vulkanisch (unrein intrusiv oder unrein magmatisch; Sölch 125). Tektonische Erschütterung (Schuh 28, 65); Bruch- und Faltungsbeben; tektonische Vorgänge: bewegungsfördernd für Salzauftrieb, Anlässe für Rutsche, Stürze usw.; Bayern viele Einsturzbeben. — Laska: 1. Ausschwingungen, 2. Anschwingungen, 3. Ausbauchungen. Nebst den Dislokationen können natürliche Schütterungen entstehen: B. a) Aus örtlichen Anlässen (Nahwirkungen): durch langsame bis plötzliche Massenbewegung (natürliche Fallwerke: Wasser-, Bergfälle), Gewitter, durch Spannungsauslösungen: durch Spannungen im Gestein oder Gebirge zufolge aufgespeicherter thermischer, physikalischer, chemischer usw. \pm latenter Einflüsse: Gesteins- oder Gebirgsschläge zufolge dieser Dehnungsspannungen (oder auch \pm verbunden mit Auslösung des Gebirgsdruckes, also dynamischer Einflüsse); Reißen im Gletscher-, Inlandeis. b) Künstlichen Erschütterungen dienen als Anlässe: 1. Abbrechende, rascher gleitende, fallende oder stürzende Gegenstände, Blöcke, Schneerutsche, Muren, Lawinen, Rutsche, Stürze ober und unter H_2O ; Bergstürze geben auch Vibrationsrisse in Kalksteinen. 2. Wasserdruckentlastungen, Wasserentleerungen im Berginnern (Grenchenberg-Tunnelbeben; Quervain). 3. Sprengungen, Explosionen (Schießplatzerscheinungen; Hecker). Die Erschütterungen beim Sprengen machen auch Gase frei; bisweilen werden gewaltige Mengen (Salz, Kohlen) herausgeworfen (Krusch, Scherer 1911; Kaliwerk). 4. Stabile Maschinen: an der Maschine selbst, an der Umgebung, an den Bauten; Pendeln von parallel laufenden Wechselstrommaschinen; Eigenschwingungen; Ribbildungen. 5. Künstliche Fallwerke. 6. Verkehrsmittel: Menschen, Tiere, Straßen-, Bahnfuhrwerke; Luftfahrzeuge [Londoner Zentralbahn (Deutsche Bauz. 1901, 121; Zeitschr. f. Transp. W. 1901)]; Bergwerke. 7. Örtliche Einstürze bei ober- und unterirdischen Bauten und Bauen. 8. Örtliche Winde, Stürme (Mauer-, Schornstein- und Turmschwankungen); Schallwirkungen, Schwingen großer Glocken unmittelbar und mittelbar. 9. Örtliche Brandung. C. Aus fernen Anlässen: 10. α) Temperatur-Seiches von Luft, H_2O , Magma, Erdrinde (Temperaturschwankungen) über größere Gebiete (meteorologische Anlässe); Anziehung von Sonne und Mond usw. in verschiedenen Konstellationen (Erdzeiten zweierlei: a) oberer Teil der Kruste, b) ganzer Erdkörper), sowie hievon abhängig Gezeiten (Ebbe, Flut); astronomische Anlässe: Bodenunruhen, Pulsationen brachy-, tachyseismische. Erde durch Sonne nicht gleichmäßig erwärmt: täglich 1 bis 2 m tiefe, jährliche bis 20 m tiefe Variationen. Jahreswechsel der Hügelseite periodisch, unperiodisch, Faltung oder Absinkung. Wasserdruckschwankungen bei Ebbe-Flut, wodurch die Pegelhäuser Cranz, Brunhausen periodisch gehoben und gesenkt werden. Scheinbare Lotschwankungen (Pumpeneinwirkungen, Potsdamer-

pfeiler); berstendes Mauerwerk für Pegelhäuser (Swinemünde). — „Festpunkt“-änderungen tektonisch und nichttektonisch sowie noch unerklärte Schwingungen von Torfböden bei Verkehr von Eisenbahnzügen von 10 bis 80 *km* Geschwindigkeit. Wasserschwingungen wie I, b (Wirkungen); aufsteigende Druckluftblasen (in Röhren) verhindern oder schwächen durch ihre Elastizität die Fortpflanzung von Sturmwellen (Kalifornien Anwendung). — Scheinbare Schwankung: Die Lage der Scholle gegen das Lot (nicht das Lot) ändert sich: tägliche und jahreszeitliche Periode (Hebung). Wahre Lotbewegungen. Seismische Bodenunruhe. β) Langperiodische Bewegung und Neigungsänderung bei hohem Seestand zufolge Springflut oder Sturm. γ) Unregelmäßige Bewegung, Wellenperioden 45 Sekunden bis 3 Minuten; (unmittelbar oder mittelbar durch Frost). δ) 10'' bis 1' Wellenperiode; durch Reibung des Windes an der Erdoberfläche. ϵ) 4'' bis 10'' Wellenperiode, von den Brandungen an den Steilküsten Westeuropas herrührend.

X. Gebirgsdruckbewegungen. Die verschiedenen Bewegungen im Gestein und den Gebirgsmassen erscheinen als solche der Vergangenheit, deren Folgen \pm zu ersehen, sowie solche, die noch heute statthaben und die mit Bewegungen zusammenhängen, die \pm in Einzelheiten verfolgbar sind. Mineral-, Gesteinsfestigkeit und Gebirgsfestigkeit nebst Deformationen kommen dabei in Betracht. Die Herkunft jener erdumspannenden, gewaltigen Kräfte, welche, die Erdkruste beeinflussend, die mächtigen Ketten-, Schollen- und Rumpfschollengebirge (Faltung + Schollenbildung) tektonisch aufbauen, Hunderte von kilometerlangen Spalten und Spaltenzonen unter Erdröhnen und Schüttern aufreißen, ferner jener allmählich wieder das zerstörte Gleichgewicht in der Erdkruste anstrebenden (isostatischen) Kräfte, weiters die geringeren mit den Vulkanausbrüchen offensichtlich im Zusammenhang stehenden Kräfte sowie schließlich auch die \pm noch bescheidenere Größenordnung erreichende Gebirgsschwere ist noch nicht übereinstimmend erklärt. Vielseits werden die vorstehenden Kraftäußerungen immer mehr als allgemeine, bloß graduell verschiedene zentripetale Schwerkraftsäußerungen und ihrer Umsetzungen bis zur zentrifugalen Richtung angesprochen.¹⁾ Immerhin kann die mittelbar umgesetzte Schwerewirkung, die „Gebirgsbildungskraft“ von der unmittelbaren Schwerewirkung unterschieden werden. Während nun auf die erste Gruppe meist nur aus den rückgelassenen Formen der Wirkungen oder (bei der Isostasie) auf Grund der ermittelten Schweremessungsunterschiede geschlossen werden kann, läßt sich die letzte Gruppe unmittelbar aus den bei künstlichen Herstellungen auftretenden Erscheinungen und zahlreichen Beispielen in der Natur erkennen. Vielfach sind die hier zu besprechenden Vorkommnisse \pm bereits mit den schon früher besprochenen Geschehnissen auf anderer üblicher Bezeichnung oder Grundlage angeführt, z. B. beim Auftrieb,

¹⁾ Lehmann K. läßt z. B. aus dem best durchforschten, genauest aufgenommenen und dargestellten, bezw. vielfach richtiggestellten und aufgefaßten rheinisch-westphälischen Steinkohlengebirge (Glückauf 1920) aus den Vorgängen geologischer Tröge: aus dem paläozoischen Längstrog (Karbonstrog), dem mesozoisch-känozoischen Querstrog (saxonischer Trog), aus den Wirkungen der Druck- und Zugkomponenten der Schwerkraft das Steinkohlengebirge entstehen.

bei Senkungen, bei elastischen Spannungen usw. *A.* Allgemeine Gebirgsbildungsdruck- und Zugbewegung, Dislokationsbewegungen (tekt., vulk., magm., isost.). Wag- bis lotrechte Verschiebungen, Änderungen in der Druck- und Zugverteilung.¹⁾ Werden die an (tektonischen) Erdbebenspalten und an Verwerfungen in Bergbauen angeblich vorkommenden tektonischen Bewegungen — letztere aus mehrerlei Gründen, insbesondere mangelnder Genauigkeit und mangelnder wiederholter Überprüfung nicht einwurfsfrei — sowie aus sogenanntem Präzisionsnivellement (?) zu entnehmenden Werte vorläufig noch außer Betracht gelassen, so sind eigentlich noch keine sicheren Messungen heutiger wagrechter Bewegungen vorhanden. Teller meinte zwar vom Karawankentunnel, daß wahre tektonische Bewegungen von SSW nach NNE bis heute (1911) kennbar sei, daß noch die Kräfte fortwirken, welche das Oberkarbon zu steilen Falten aufgestaut und nach N überschoben haben. E. Sueß bedauert, daß es unmöglich erscheint, die fragliche Ansicht Tellers zu überprüfen.²⁾ *B.* Örtlicher Gebirgsdruck- und -zug; Massendruck; Gebirgsschwere (dynamischer Gebirgsdruck und -zug) aus der überliegenden Gebirgslast, also aus der unmittelbaren Schwere allein entstehend. Es bildet sich bei den meist üblichen Tiefen über dem Hohlraum bei selbst nur wenig bindiger Beschaffenheit des Gesteins vorwaltend nicht bloß eine im Lotrechtquerschnitt parabolische Abtrennungsform von gewisser Höhe³⁾, sondern außerdem außerhalb derselben unter der weiteren Gebirgslast rechts und links des Hohlraumes eine Zunahme der Pressung, die sich in Ulmen und Sohlen zur weiteren Äußerung ausbilden kann. Unterschied zwischen Gesteins- und Gebirgsfestigkeit meist wesentlich; Wasserdruck; seitliche Einpressungen, Eisstauungsdruck, Salzdruck, Scherlinge, Stauchungen. Keine scharfe Grenze unterirdisch zwischen Gebirgs- und Gasdruck. Äußerung des Schweredruckes in nachgiebigen Massen. Werden künstliche Hohlräume nicht kräftig genug gegen den immer anfänglich und auf lange Zeit anscheinend sehr mäßigen, aber doch allmählich unaufhaltsam stärker werdenden Gebirgsdruck verübergend meist durch provisorischen Einbau (auch ohne solchen) oder bleibend durch definitiven (meist aber doch zu schwachen) Ausbau zu sichern getrachtet oder nimmt der Gebirgsdruck übermäßiger als gedacht zu, so nimmt seine Äußerung: die Bewegung zu: in der Firste, in der Firste und den Seitenstößen, schließlich auch von der Sohle aufwärts zu, Erscheinungen, die mit dem Material und der Größe des Gebirgsdruckes im Zusammenhang stehen. Bei bestimmter Schichtung, Klüftung, einseitig größerer Nachgiebigkeit in den Ulmen usw. können auch einseitige Bewegungen vorherrschen. In Gruppe V. A. a. 2, α_2 , Seite 79, Senkung in unterirdischen Räumen

¹⁾ Als Kräfte des Erdinnern können gelten: Schwerkraft, ungleiche Dichten des Erdinnern, Erdwärme, Ausgleichsbewegungen, Wärmeabgabe und Zusammenziehung, Radioaktivität, Erdumdrehung, Verlegung der Erdachse und Pole. — Auf irgendwelche Einzelheiten der Bewegungen und deren Formen hier einzugehen erscheint unmöglich und muß auf die reiche Literatur hingewiesen werden.

²⁾ Leider werden verschiedene Messungen in Bergbauen nicht weitergeführt und verlieren daher ganz ihren Wert.

³⁾ Vgl. P. Bodensenkungen. Ztschr. d. Österr. Ing.- u. Arch.-V. 1919, S. 255 ff.

von innen betrachtet, ist das Hereindrängen bei festen felsigen (meist geschichteten oder geklüfteten) Massen, wo bei genügender Festigkeit der Sohle (oder nicht zu starkem Druck) kein Auftrieb stattfindet, betrachtet.

Besonders schön und deutlich ist aber das Zusammengehen und „Zusammenwachsen“ der Stollen und Auslaugräume im Hasel- und Leber-Gebirge, z. B. im Salzbergwerk am Dürnberg bei Hallein, zu beobachten, das seit Jahrhunderten im Betriebe steht. Dort wird auch den gewöhnlichen Touristen auf der üblichen Besuchsstrecke eine Stelle gezeigt, wo das über 2 m hohe trapezförmige unversichert anstehende jetzige Betriebsstollenprofil seitlich in der Ulme, ein ehemaliges

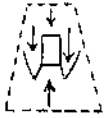


Bild 12.

ähnliches Stollenprofil (strichliert in Bild 12) von oben nach abwärts (3 Pfeile), von unten nach aufwärts (1 Pfeil) und seitlich hereingedrängte (plastische) Massen, dazwischen die voll ausgezogenen sich verlaufenden Trennungsflächen (Harnische) aufweist und wie das Bild 12 andeutet, auf einen kleinen rechteckigen (voll ausgezogenen) Hohlraum von

wenigen Dezimetern aus dem ursprünglichen Trapezprofil mit schmaler (nicht 1 m breiter) Firste und stark geneigten Wänden (Ulmen) zusammengedrückt worden ist. Im heutigen Stollen liegen rechts und links neben dem bedielten Karrenweg oder dem Rollbahngleis meist die Holzröhrenleitung für die abzuführende gesättigte Sole und die Eisenrohrleitung für das einzuleitende Süßwasser. Die Strecken sind größtenteils vollständig trocken, wohl zufolge des Schutzes durch eine starke Dolomitüberlagerung des Gebirges sowie den von Salzauslaugungen erübrigten Tonen älterer Zeit und sind streckenweise alle Arten Holzsicherungen, seltener Vermauerungen, letztere mehr gegen das Ausgehende der Stollen zu sehen. Die aus meist 20 cm starken entrindeten Rundholzsicherungen bestehen entweder als eingebühnte Kappen oder Kappen und einer Ulme oder beiden Ulmen mit Bretterverzug, dann mit zweiteilig gespalteten, also halbrunden Stempeln oder vollen Rundstempeln nicht selten Mann an Mann gestellt, doch ohne Sohl-schwellen. Die Stempel sind entweder auf kurze Pfostenstücke gestellt oder es läuft parallel zur Stollenachse zwischen zwei Stempeln je ein Holz unter denselben durch. Da die eintretenden Bewegungen nur sehr langsam (monate- und jahrelang) sich äußern, sind die Verpfählungen überall bloß eingelegt, nicht eingetrieben und auch keine Keile usw. verwendet. Man läßt es nirgends so weit kommen, daß durch den Druck z. B. die Stempel angebrochen werden, sondern wechselt sie nach einer gewissen unschädlichen Einbiegung aus. Am besten ist natürlich das Hereindrängen des Gebirges in völlig freistehenden ungebölzten und in bloß leicht verzogenen Strecken zu beobachten. Wo vollständiges Nachnehmen von Firste, Seitenstöße und Sohlen stattfindet, um das frühere Stollenprofil wieder herzustellen und wo die Nachnahme an die früheren „zusammengegangenen“ Stollenquerschnitte stößt, die ringsum im Profil eine Stufe oder einen ausminierten Absatz ergibt, ist das Herabdrücken der Firstkappen nebst den beiden Tragstempeln an der dort in der Firste sich ergebenden (First-)Stufe zu sehen; wo die Stempel \pm vom eindringenden Hasel- oder Leber-Gebirge umschlossen, sind auch deutlich die Gleit- oder Riefen-

XI. Dampf- und Gasdruckbewegungen. Die mit Dampf- und Gasausbrüchen allgemein in Beziehung tretenden Bodenbewegungserscheinungen lassen sich nach den Hauptursachen theoretisch etwa in drei Gruppen gliedern: *A.* Bewegungen hauptsächlich infolge der Spannkraft der Gase und Dämpfe. *B.* Meist zufolge von Schwere- (oder tektonischen?) Gebirgsdruck (Treiben, Auftrieb, Gesteinsschläge oder Überlastung, Wachsauftrieb usw.), wobei Gas oder Dampf vorwiegend nur als Begleiterscheinung zu betrachten. *C.* Verbindungen oder Übergänge von *A* und *B*. — Praktisch wird es aber oft schwer fallen ein Klassenschema einzuhalten, da mehr die Wirkungen zu beobachten, die inneren Ursachen hingegen oft schwer festzustellen sind, da der häufig gefährliche bis explosive Charakter genügendes Beobachten oder Betrachten der Vorgänge selbst meistens ausschließt und Rückschlüsse aus den oft sehr spät zu ermöglichenden Wirkungserhebungen zweifelhaft sein können. Weiters sind auch die mannigfachen Wirkungsformen und des Auftretens, wonach der Gasdruck in unterirdischen Bauen von oben bis unten, vom Feldort oder Abbau usw. kleinere bis größere Massen kaum merkbar bis plötzlich in Bewegung bringt, die auch den Erscheinungen des Gebirgsdruckes, Böschungsdruckes sowie ähnlichen Vorkommnissen vielfach gleich sind, so daß jede Unterteilung, wie auch bei andern Bewegungen einer gewissen Willkür unterliegt, demnach ein Übergreifen leicht eintritt. — Zu *A* können Äußerungen gestellt werden, die mit Gas- (Spannungen-) Ausbrüchen in Kohlen-, Salz-, Kalisalz- und anderen Berg- und Tunnelbauen, bei Bohrungen, bei Gasauftrieben (Inselbildung, Mudlumps, Gasschlammgesprudel, Wachsauftrieben usw.), bei vulkanischen Ausbrüchen und Auftreten von Magma, Lava, heißen Quellen, Dampf usw. verbunden sind. Gase sind ungesättigte oder „überhitzte“ Dämpfe, aus Flüssigkeiten mit sehr tiefen Siedepunkten entstehend. Erd- oder Naturgas, Holz-, Steinkohlen-, Sumpfgas usw. kommt häufig vor (Bosruck-, Karawankentunnel). In den Kohlenflözen (z. T. im Salzgebirge) erscheinen vorwiegend: Grubengas (Methan CH_4) und Kohlensäure (leicht explodierbarer Kohlenstaub). Gasaustritte erscheinen vielfach an Brüchen. Gase sammeln sich in Antiklinalen, und sind dort gasreiche, wasserdurchtränkte Schichten vorhanden, so sind die Bedingungen für Schlammgesprudel oder -vulkane gegeben (Derbent). Die meisten gewöhnlichen und mit Bezug auf vulkanische Ereignisse kleineren Gasausbrüche treten in Kohlenruben auf und ist bekannt, daß mit Gebirgsschlägen oder Pfeilerbrüchen häufig große Gasmengen frei werden. Im Steinkohlenbergbau werden unter Gasausbruch Erscheinungen zusammengefaßt, die nach der Art des Auftretens voneinander abweichen. Eine Gruppe umschließt die sogenannten Bläser. Eine andere besonders in England zeigt Aufbersten des Liegenden längs des Kohlenstoßes und Austreten großer Gasmengen, vielfach mit H_2O vermischt aus der Spalte¹⁾ oder daß beim Zubruchegehen des Daches über Auskohlungen, Grubengas aus dem

¹⁾ Nach Schausten, Gasausbrüche usw. Zeitschr. f. d. B. H. u. S. W. im Pr. St. 1910, S. 1 ff.; ob diese Sohlenaufbrüche mit den Begleiterscheinungen nicht hauptsächlich „Auftrieb zufolge Gebirgsdruck“ darstellen, mag dahingestellt bleiben.

Hangenden in die Grubenräume gelangt. Die meisten solcher Gasausbrüche pressen oder schlendern mit den Gasen verschiedene Mengen \pm zerstäubter Kohle in die Baue. Der Gasdruck in der Kohle kann auf 20 bis 40 Atmosphären und darüber steigen. — Das Grubengas verbrennt zu Kohlensäure und H_2O : $2 CH_4 + 4 O_2$ gibt $2 CO_2 + 4 H_2O$. Nach einer „Schlagwetterverbrennung“ enthält danach die Grubenatmosphäre vor allem CO_2 , H_2O Dampf und N ; nach Abkühlung und Dampfkondensation verschwindet zwei Drittel des Gasvolums: deshalb werden bei einer Schlagwetterexplosion immer zwei kurz aufeinander folgende Schläge gehört, wovon der erste von der zufolge Erwärmung eintretenden Ausdehnung der Gase herkommt, der zweite von der zufolge Dampfkondensation sich vollziehenden Volumenverminderung. Die Heftigkeit der Explosion ist vom Mischungsverhältnis Gas, Luft bestimmt. Gewöhnlich ist das Gas innig in der Kohle eingeschlossen: beim Fortschreiten des Abbaues erzeugt der Gasaustritt ein kochendes oder „krebendes“ Geräusch. Die Barometer- und Methangehaltskurven laufen ziemlich parallel und erlauben eine Reihe von Schlüssen. Kohlensäuregase werden häufiger in Braunkohlengruben gefunden. Nach A. Becker (1907) haben mindest bei einem Teil der Gasausbrüche die Gebirgsdrucke zufolge Abbau stellenweise eine örtliche Erhöhung der in der anstehenden Kohle und darin enthaltenen Gasen herrschenden Spannung bedingt, die sich dann im Gasausbruch ausgleicht. — Vor den Gasausbrüchen werden Knalle oft mehrere und längere Zeit hindurch gehört: wohl Spannungsauslösungen durch Bruch. Bei den Gasausbrüchen wird dem Gebirgsdruck und den Gebirgsschlägen Augenmerk zu widmen sein. In einem Falle (Ost Waldenburg) war vor Ort einer Strecke von 2 m Höhe und Breite das feste Gebirge 7 m weit wie ein Pfropfen zurück in die Strecke gedrückt. — H. Potonié beschrieb eine im Öglsee durch Gasdruck entstandene Insel (1911). Der seit Menschengedenken erloschene Bandaisan (Japan) hatte am 15. Juli 1888 eine furchtbare Dampfexplosion, die Gipfel und Nordseite wegsprengte und einen 383 ha großen Krater schuf.

XII. Springbewegung, „Gebirgsschläge“.¹⁾ Die hierher gehörigen schon einige Male gestreift Gesteinsspringbewegungen in Steinbruchtag- und Bergbauen sowie Tunnelbauten und anderen Anlässen (z. B. „knallende“ Bordsteine bei Senkungen) sind zwar schon längst hekannt²⁾, doch ist noch nicht in allen Fällen über Ursache und Anlaß Übereinstimmung der Ansichten der Fachleute gewonnen, obwohl bei gründ-

¹⁾ Über Gesteins- oder Gebirgsschläge. Von V. P.: Öst. Wochenschr. f. d. öff. Baudienst, 1917, Heft 11—14 mit Literatur. Steinbruch und Sandgrube 1925, Heft 1—4 (Halle). — Von den zahlreichen Bezeichnungen, z. T. auch Unterscheidungen, seien noch hervorgehoben: K. A. Weithofer, Jahrb. d. Geol. R. A. 1914, S. 99, begründet die Bezeichnung „Gebirgsschläge“; andere sind: Springende Felsen und Steine, schlagendes oder brechendes Gebirge, Gebirgsstoß oder -schlag, Knallgebirge, Pfeilerschüsse und -brüche, Bergschüsse, Explosionen, Kohlenstoßexplosionen, Brennerscheinungen, Gesteinsschläge, Detonationen, Absprengungen, Sprengschalen; englisch: bumps oder goths (auch bowk, grump, burst, pluck, airblast, quakes); französisch: bendons, autoklases usw.

²⁾ Z. B. Bergschlag im 1000jährigen Erzbergbau Goslar 1795.

licher Untersuchung — wenn dies möglich — viele Vorkommnisse heute kaum mehr eine wesentlich verschiedene Auslegung erfahren können. Kennzeichnend erscheint, daß bei Untersuchungen „spröder“ und „harter“ Gesteine in den Festigkeits- oder Zerdrückungsmaschinen lebhaftere Detonationen verwandter Art stattfanden, während weichere: Sandsteine, oolithisch-erdige Kalke lautlos zerbarsten. Unter „schlagendem“ Gebirge ist das selbsttätige Lostrennen und Lossprengen von dünnen Schalen oder Platten kompakter Gesteine in Steinbrüchen über tags und unterirdisch hergestellten Hohlräumen, selten nahe der Erdoberfläche (vgl. Schiller: Knallschiefer; Geologische Rundschau, 1924) verstanden; solche Erscheinungen treten auch als Pressungsfolgen bei Pflasterungen u. dgl., sowie ungleichmäßigen stärkeren Erwärmungen vor; die „Erdwürfe“ Livlands sind eine Frosterscheinung. Vielfältig werden Geräusche vom feinsten Knistern bis zum schußartigen Knalle und Doppelknalle beobachtet.

Tagbauten. W. H. Niles beobachtete in einem kluffreien, homogenen Gneis eines Steinbruches bei Monson (Massachusetts), wo große Werkstücke gewonnen werden, kleine lange „Miniatur-Antiklinalen“, die mitunter im First plötzlich unter Knall aufbrachen, wobei Staub und Steine aufwärts geschleudert wurden. Ein andermal wurde eine kreisförmige Gesteinsmasse 30' Durchmesser 1' dick aus dem Boden herausgeworfen, wobei die Stücke einen 3' hohen Hügel gaben; es wurde Ausdehnung des Gesteins verzeichnet durch eine gegenseitige Verschiebung beider Hälften der Bohrlöcher, die zum Abtrennen eines größeren Blockes in einer Reihe angelegt waren. Hankar-Urban erwähnt aus den Porphy-Pflastersteinbrüchen von Quenast (Belgien) hierher gehörige Erscheinungen und fallen meist die Spannungsauslösungen mit der Explosion der Sprengladungen zusammen. Die Bendons werden an den treppenförmig übereinanderliegenden Gewinnstellen seit mehr als einem langen Menschenalter beobachtet. F. Delhaye (1908) schildert ausführlich die Bewegungen in den verschiedenen Kalken von Carrara und teilt auch E. Sueß seine Meinung mit.

Berg- und Tunnelbau. Bechtle berichtet über die „Brennerscheinungen“ „infolge vorhandener Spannungen“ im Gestein, der Kehrtunnel der Gotthardbahn (Schweiz. Bauz. 1890, XVI), denen dann viele Arbeiten bis in die Neuzeit folgen.

Folgerung für die Gebirgsschlagentstehung.¹⁾ Aus der gesamten Übersicht aller bisheriger Erscheinungen, mögen auch die Anschauungen der Forscher \pm (theoretisch) begründet oder nicht begründet sein, geht hervor, daß eine allgemein gültige Erklärung für die vorgeführten Ereignisse nicht aufstellbar ist, sondern daß, wenigstens noch vorläufig, für sich genau und erschöpfend, einwurfsfrei tunlichst messend untersucht werden muß. Was Terzaghi betreffs vorwaltend unzulänglicher Beschreibungen anführt, gilt auch für alle hier einzureihenden Beobachtungen und Betriebe.

1) Vgl. P. Steinbruch und Sandgrube 1925.

Schlußbemerkung.

Aus sämtlichen hier aus Raummangel nicht vorgeführten Beispielen geht hervor, daß fast überall physikalische, geologische, petrographische, mineralogische wirkliche Aufnahmen und auch Versuche zur möglichst einwandfreien Beantwortung der Ursachenfrage sowie der Anlässe fehlen. Erst, wenn wenigstens mehrere deutliche Vorkommnisse nicht bloß individuell gefühlsmäßig wie bisher, sondern zweifelsfrei physikalisch und zur Überprüfung noch nach anderen Verfahren festgelegt sind, wird es durch moderne ziffernmäßige und besonders auch durch viel deutlichere graphische Vergleiche möglich sein, ein begründetes besseres, der Wahrheit näher kommendes Urteil zu schaffen.

Aus diesem Grunde veröffentlicht der Verfasser unter einem gleichzeitig in der Zeitschrift für Praktische Geologie einen einschlägigen aber kurzen Aufsatz: „Über die Unzulänglichkeit der Untersuchungen über die Beweglichkeit bindiger und nicht-bindiger Massen; verbesserte Verfahren“, belegt mit einem älteren besonders wichtigen Beispiel der „Basalterden“ auf der Bahn Bebra—Hanau und Treisa—Malsfeld (Vogelsberg!), in welchem ganz besonders beweglichen, „gleitsüchtigem“, elektrolytreichem Gelände die jetzt im Studium stehende Rheinkanalparalleltrasse zu liegen kommen soll, sowie eine größere und ausführlichere sowie ergänzende Arbeit in den: Abhandlungen zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre; herausgegeben von Prof. Dr. Berg, Berlin, Geologische Landesanstalt. Obwohl schon die (landwirtschaftlich-forstliche) Bodenkunde, weil ihr vielleicht durch die etwas zu stiefmütterliche Behandlung in der Gesteinslehre und Geologie allgemach nicht genug geschah, sich selbständig abtrennte, hängt sie z. B. in Deutschland doch sehr und mit Recht auch mit den Geologischen Landesanstalten in gemeinsamer Arbeit zusammen, wie die geologischen Spezialkarten, die darauf bezüglichen mechanischen und chemischen Analysen, Bodentiefenbezeichnungen und Erläuterungen täglich mehr erweisen, was für beide Teile nur von Vorteil sein kann. Ähnliche Beziehungen bestehen auch zum Bergbau, wo z. B., um weniges anzudeuten, die Tektonik, Verwerfungen, neuestens auch die Salzhorste in der Tiefe durch eine Signatur usw. zum Ausdruck kommen und Schnitte (Profile) dargestellt erscheinen, in denen nur mitunter allzu schematisch Wirkliches (Gemessenes) vom bloß Vermuteten nicht ersichtlich ist. Im südlichen Deutschland wurden auch Durchlässigkeitskarten sowie weniges anderes noch hergestellt. Wesentlich weiteres aber existiert nicht, die sonstige Technik kommt weder in den Karten, noch in den Erläuterungen (höchstens Stein-, Schotter- und Sandgewinnungsstellen) zum genügenden Ausdruck, obschon manches schon seit langem vorliegt, wenn vielleicht auch nur in der zum Teil allerdings öfter nicht ganz entsprechenden technischen Literatur, die merkwürdigerweise sehr selten benutzt erscheint. Es ist aber, sehr zu bedauern, daß die vorstehenden bodenkundlichen und bergbaulichen Arbeiten der Landesanstalten nur einseitig und nicht allgemein benutzbar erscheinen, obschon vielfältig durch gewisse einfache Zugabe von \pm verstecktem, durch entsprechende Ergänzungsarbeiten (z. B. bei den unzureichenden und unvergleichbaren Schlammanalysen), durch genügende, aber deutliche Hinweise u. dgl. m. volkswirtschaftlich Bedeutendes zu leisten wäre.

Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmegeologie.

Von J. Stiny.

(Mit 3 Textbildern).

Immer höher türmen sich die Berge des Schrifttums, das die Klüfte in ihren Beziehungen zum Gebirgsbau und zum Gewässernetz erörtert. Von weit älteren Veröffentlichungen abgesehen, hat sich besonders W. Salomon¹⁾ mit seinen Schülern um die Wiederbelebung der wissenschaftlichen Anteilnahme an den Gesteinsklüften bemüht. Einen fesselnden Beitrag zur Frage der Klüfte hat uns neulich C. Stieler²⁾ beschert; hier wolle auch das bezügliche Schrifttum nachgeschlagen werden, soweit es nicht in den andern erwähnten Schriften bereits angezogen erscheint. Lesenswert sind auch die Arbeiten von A. Ebert³⁾ und M. Weber.⁴⁾ Die Abhängigkeit der Talrichtung von den Gesteinsklüften hat jüngst W. Panzer⁵⁾ behandelt. Ungerecht wäre es, über all den vielen Klüfforschungen des Namens H. Cloos zu vergessen, der ja, wie wenige andere vor ihm, die Gesteinsklüfte für die Lösung von Fragen des Gebirgsbaues weitgehend ausgewertet hat.

Während so in den deutschen Mittelgebirgen die Begeisterung für die Untersuchung der Klüfte neu erwacht ist, bleibt es in unseren Alpen noch verhältnismäßig ruhig und nur wenige Geologen beschäftigen sich hier eingehender mit diesen Fragen, obwohl gerade die Klüfte, wie mir scheint, neben anderen Mitteln, wie zum Beispiel den Sanderschen Gefügeforschungen, uns einen gangbaren Weg zur Verfeinerung unserer Feldaufnahmen weisen. Ich messe schon seit etwa drei Jahren an verschiedenen Punkten der Alpen die Gesteinsklüfte und suche die gewonnenen Ergebnisse statistisch auszuwerten.

In dieser Richtung gab neulich J. Pia⁶⁾ ausführliche und wertvolle Anregungen. Wenn ich auch in der Berechnung der „Gefaltetheit“ usw. nicht so weit gehen möchte als Pia, dem vergleichsweise einfach gebaute Gebiete als Grundlage gedient haben, so möchte ich doch auch andererseits auf den großen Wert der statistischen Forschungsverfahren für die Klüftmessung ganz besonders nachdrücklich hinweisen, weil diese strengen Arbeitsweisen alles Gefühlsmäßige ausschalten, eine verlässliche Richtschnur geben und mit dazu beitragen, unsere geologische Wissenschaft immer schlußschärfer (exakter) zu gestalten. Eine vortreffliche Anleitung zur statistischen

1) Z. B. in „Grundzüge der Geologie“, Stuttgart 1922, S. 130 ff.

2) Stieler C. Ein Beitrag zum Kapitel „Klüfte“. Zentralblatt für Min. usw., 1922, S. 664 ff und S. 703 ff.

3) Ebert A. Beiträge zur analytischen Tektonik, Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1923, S. 46 ff.

4) Weber M. Bemerkungen zur Bruchtektonik, Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1923, S. 184 ff.

5) Panzer W. Talrichtung und Gesteinsklüfte, Petermanns Mitteilungen, 1923, Heft 7/8, S. 153 ff.

6) Pia J. Untersuchungen über die Tektonik der Lessinischen Alpen. Denkschrift des Naturhistorischen Museums in Wien, Band 2, Reihe 2, 1923.

Behandlung wissenschaftlicher Fragen findet man bei E. Czuber,¹⁾ dessen Büchlein, leicht verständlich geschrieben, auch einem mathematisch weniger Geübten entgegenkommt.

Die ausgeführten Messungen, gegen 3000 an der Zahl, haben ergeben, daß die Klüfte in unseren Alpen allen möglichen Streichrichtungen folgen, wenn man die Richtungswinkel eines größeren Gebietes gesammelt betrachtet. Erträgliche Streuungen ergeben sich erst dann, wenn man die Werte einer in sich abgeschlossenen, einheitlichen Scholle für sich betrachtet. Und selbst da ist man anfangs sehr peinlich überrascht, wie sehr die Streichrichtungen der Klüfte selbst in einem und demselben Steinbruche auseinanderlaufen.

Bei näherem Nachdenken allerdings wird man zugeben müssen, daß sich die Klüfte gar nicht anders verhalten können. Als Auslösungen von Spannungserscheinungen treten sie besonders gerne dort auf, wo das Gestein die geringste Widerständigkeit besitzt; diesen Flächen geringeren Widerstandes folgen sie, wobei sie bald auf weite Erstreckung schnurgerade verlaufen, bald windschief werden wie ein sich werfendes Brett, bald auch unter mehr oder minder großem Winkel aus einer in die andere Richtung überspringen. Nur dann, wenn unsere Gesteine völlig gleichartig gebaute Massen wären, könnten wir auf eine ziemliche Regelmäßigkeit der Klüfte hoffen.

Dieses strengen Regeln gänzlich abholde Verhalten der Klüfte in den Ostalpen zwingt uns zu einem sehr gewissenhaften und vorsichtigen Vorgehen bei ihrer Beurteilung. Vor allem dürfen wir nur tastend Örtlichkeit für Örtlichkeit prüfen. Dann genügen aber weiters nicht zwei oder drei Messungen in einem Aufschlusse; man ließe dabei Gefahr, nach dem bloßen Augenmaße ein paar zufällige Werte zu messen anstatt brauchbare Durchschnittsrichtungen.

Will man sicher gehen, dann ist es in Anlehnung an die von J. v. Pia für die Faltung vorgeschlagenen Verfahren unbedingt nötig, auf kleinem Raume eine möglichst große Anzahl von Klüften zu messen und aus den erhaltenen Werten das arithmetische Mittel zu errechnen. Ich bediene mich dabei einer Übersicht, wie sie tieferstehend für die Klüfte im Töllermoarsteinbruche bei Kapfenberg abgedruckt ist. Aus den erhaltenen Fallwinkeln und Streichungsrichtungen der Klüfte bildet man die Mittelwerte; man kann dann weiters die Streichrichtungen in eine Kluftröse nach Art der Abb. 1 eintragen. Der hier vorgeschlagene Weg mag manchem etwas langwierig erscheinen; der Feldgeologe hat es aber in der Hand, ihn dort, wo es ihm tunlich erscheint, zu kürzen. Die aufgewendete Zeit macht sich stets reichlich belohnt; ein einziger Steinbruch, nach jeder Richtung hin geologisch genau untersucht, gibt einen besseren Einblick in die geologischen Verhältnisse einer Gegend, als ein halbtägiger Marsch durch ein steinbruchloses Gebiet.

Der oben hervorgehobene Umstand, daß die Gesteinsklüfte in unseren Alpen bisher noch selten eine zusammenhängende Bearbeitung erfahren haben, ermutigt mich zur Veröffentlichung meiner bisherigen Beobachtungen. Ich gehe dabei den Weg der Aufleitung, indem ich von den Beobachtungen aus allgemeine Schlüsse zu gewinnen trachte; vielleicht darf dieser Vorgang der häufig beschrittenen Ableitung im vorliegenden Falle vorgezogen werden.

¹⁾ Czuber E. Die statistischen Forschungsmethoden. Wien 1921 (Seidel u. Sohn).

1. Die Klüfte im Töllermoarsteinbruche.

In den kleinen hart nebeneinander liegenden Steinbrüchen unweit des „Töllermoar“ (Meierhof des Gutsbesitzers Aug. Kraft) wurden im unteren Triaskalk (Semmeringkalk) 111 Klüfte gemessen (vgl. die Übersicht und Abb. 1). Aus den erhaltenen Werten wurde ein mittlerer Neigungswinkel der Klüftflächen von 75° errechnet; mehr als zwei Drittel (80) aller Klüfte fallen steiler als 70° ein, sanfter als 50° bloß zwei; wüßte man nicht schon von älteren Aufnahmen ¹⁾ her, daß man sich in einem Gebiete brechender Bauanlage befindet, so müßte das steile Einfallen der Klüfte zu ähnlichen Vermutungen führen.

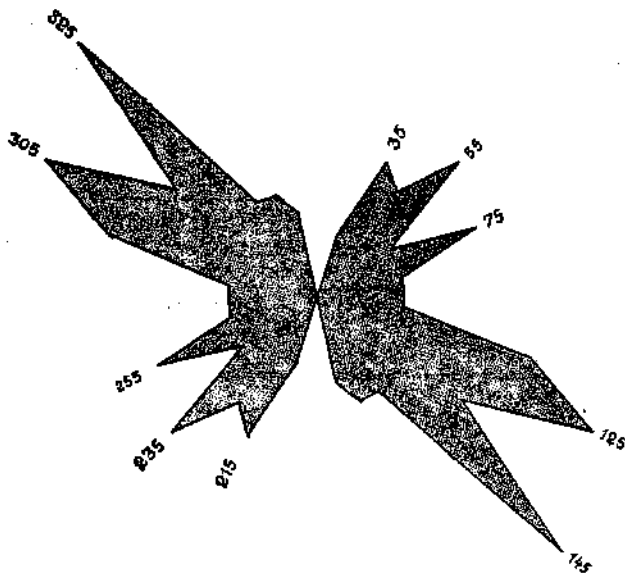


Abb. 1. Töllermoarsteinbruch. Streichen der Klüfte.

In dieser Anschauung wird man bestärkt, wenn man das mittlere Streichen der Scharen des Klüftnetzes mit jenem der benachbarten, bereits erhobenen Störungslinien vergleicht.

Es treten vier Scharen von Klüften auf; die Hauptklüfte streichen 118° — 298° und 152° — 332° , die Nebenreihen 45° — 225° und 76° — 256° . Wir vermerken bei der ersten, daß sie ungefähr gleichläuft dem Lamingtale zwischen Kathrein und Schörgendorf (126° — 306°), der Linie Deuchendorf—Buchmeier (Südbsturz des Föhrenberges, 110° — 190°) und der durch den unteren Töllermoargraben ziehenden Bruchlinie (111° — 191°). Die zweite Klüftschar zeigt ähnlichen Verlauf wie der nahe westliche Grenzrand der Parschluger Senke (137° — 217°), die Geierkogellinie (159° — 339°) ²⁾ und die Bruchlinie westlich des

¹⁾ Gaulhofer K. und Stiny J. Die Parschluger Senke. Mitteilung der geologischen Gesellschaft, Wien 1912, Heft 4, S. 324 ff.

²⁾ Vergleiche Jahresbericht der geologischen Bundesanstalt für 1923, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924, Heft 1, S. 27.

Klüftung im Töllermoarsteinbruche.

Einfallen														Streichen	
magn.	Winkel					Fälle	magn.	Winkel					Fälle	astronom.	Fälle
	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			
8—17	188—197	.	.	.	2	2	4	91—100	4
18—27	.	.	1	1	.	2	198—207	.	.	1	1	.	2	101—110	4
28—37	.	.	2	2	2	6	208—217	.	.	1	1	2	4	111—120	10
38—47	1	1	218—227	.	1	1	3	8	13	121—130	14
48—57	.	.	.	2	1	3	228—237	.	.	1	1	3	5	131—140	8
58—67	.	.	6	3	4	13	238—247	.	.	1	.	2	3	141—150	16
68—77	.	.	1	2	1	4	248—257	1	1	151—160	5
78—87	1	.	1	3	.	5	258—267	161—170	5
88—97	.	.	.	2	.	2	268—277	2	2	171—180	4
98—107	278—287	181—190	.
108—117	288—297	191—200	.
118—127	.	.	.	1	1	2	298—307	.	.	1	.	.	1	201—210	3
128—137	.	.	1	1	1	3	308—317	.	.	1	1	2	4	211—220	7
138—147	.	.	.	3	2	5	318—327	1	1	221—230	6
148—157	1	2	.	1	3	7	328—337	.	.	2	.	.	2	231—240	9
158—167	.	1	.	1	.	2	338—347	.	.	.	1	1	2	241—250	4
168—177	.	.	.	2	3	5	348—357	.	.	1	2	.	3	251—260	8
178—187	1	1	358—367	.	1	2	.	.	3	261—270	4
	2	3	12	24	20	61		.	2	12	12	24	50		
								2	3	12	24	20	61		111
								2	5	24	36	44	111		

Landhauses Kraft (150° — 330°). Die dritte erinnert an die untere Teigitschlinie (46° — 226°) und die Packerlinie (46° — 226°), die vierte an den Aflenzersenkungsstreifen (68° — 248°), die Mürztallinie (58° — 238°) u. a. m.

Von den gemessenen 111 Klüften fallen 50 gegen die westliche, 61 gegen die östliche Hälfte der Windrose ein. Ich möchte dieser ungleichen Verteilung keine allzugroße Bedeutung beimessen; die Natur ist niemals die untertänige Dienerin von Regeln. Man kann aber den Gedanken nicht ganz abwehren, daß in diesem Verhalten sich das staffelartige Absinken der Schollen des Gebietes gegen NO ausdrücken könnte.

Vorhandene Rutschstreifen fallen zumeist in der Verflächungsrichtung ein, besonders häufig gegen SO, entsprechend den im ganzen besser ausgebildeten Klüften mit dem Streichen 56° — 236° . Daneben kommen aber auch gar nicht so selten sölige und flach einfallende Rutschstreifen vor. Sie nehmen im allgemeinen mit wachsender Zerstückelung des Kalkes zu; längs Streifen stärkerer Zerrüttung wird außerdem der Verlauf der Klüfte viel unregelmäßiger; ja in Fällen außerordentlicher Zerhackung des Gesteins durch nahe nebeneinanderliegende Klüfte scheinen die Schnitte gänzlich regellos zu verlaufen; bei den eingetretenen Schollenbewegungen verschieben sich die einzelnen Gesteinsbruchstücke nicht mehr gleichsinnig wie größere, durch regelmäßige Klüftflächen getrennte Blöcke, sondern verschieben sich in den verschiedensten Richtungen gegeneinander, wahllos verlaufende Rutschstreifen zurücklassend. Wenn sich auch selbst in diesem Falle die Gesamtbewegung der Scholle zerteilt in eine Summe von Einzelverschiebungen, so kann man doch hier aus diesen Kleinbewegungen wegen ihre Regellosigkeit nicht mehr zurückschließen auf den Bewegungssinn des Ganzen; hier versagt die Klüftmessung.

2. Die Klüfte in den Steinbrüchen am linken Törltalufer zwischen St. Martin (Kapfenberg) und Siebenbrunn.

In den Steinbrüchen N. des „Rötfeldes“ bei Kapfenberg wurde nur eine kleine Anzahl (37) von Klüften gemessen. Die erhaltenen Ergebnisse haben daher eine entsprechend geringe Beweiskraft.

Auch hier ist das mittlere Einfallen der Klüfte sehr steil (76°); mehr als zwei Drittel aller Klüfte verflachen unter einem Winkel von mehr als 80° oder stehen gar saiger. Auf zwei gegen NNW (343°) einfallenden Schrägflächen liegen die Rutschstreifen genau in der Fallrichtung der Klüfte, gleichsinnige Feinbewegungen andeutend; in einem andern Falle weisen auf einer unter 45° gegen 100° O fallenden Klüftfläche die Rutschstreifen gegen 155° SSO. Zumeist jedoch fallen die Rutschstreifen gleichsinnig mit dem Klüftverflachen steil ein. In stärkeren Zerrüttungsstreifen verlaufen die Schnitte und die Rutschstreifen regellos nach allen Richtungen.

Dem Streichen nach lassen sich drei Klüftscharen trennen, welche Winkel von 44° , 73° und 63° miteinander einschließen. Die eine Schar (78° streichend) läuft annähernd der Murlinie zwischen Leoben und Bruck (70°) und dem Leingrabenbruche (93 — 273°) gleich, die zweite (5°) paßt sich gewissen Laufstrecken des Törlbaches und der Mürz im Durchbruchstale zwischen Kapfenberg und Bruck und der Buchmeierlinie (3° — 183° , O-Absturz des Hinterkogels und des Steinholzes) an, und die dritte (321°) weist Beziehungen zur Verwerfung beim Landhause

Kraft (330°) und zu einer der beiden Klufscharen im Töllermoarsteinbruche (332°) auf.

Alles deutet darauf hin, daß die jugendlichen Klüfte in den Semmeringkalken N des Rötfeldes gleich jenen im Töllermoarsteinbruche mit der (übrigens älteren) Faltung nichts zu tun haben, sondern der Ausbruch annähernd lotrechter Schollenverstellungen (hier Verwerfungen) sind.

3. Klüftung in Granitbrüchen von Mauthausen.

Begeben wir uns, um unser vorläufiges Ergebnis nachzuprüfen, in ein mustermäßiges Schollenland, wie es der Südrand der böhmischen Masse ist.¹⁾

Im sogenannten Poschacherbruche, unweit des Bahnhofes Mauthausen unterteilen überaus steile (im Mittel 80°!) Klüfte die Granitmasse. Die vorhandenen drei Scharen von Klüften streichen 1°—181° (N—S), 53°—233° (SW—NO) und 125°—305° (SO—NW); sie bilden also Winkel von 52°, 72° und 124°, 56° miteinander.

Klüftung in den Steinbrüchen nördlich von Kapfenberg (Rötfeld).

		E i n f a l l e n							Fälle	Streichen (astronom.)
magnetisch		Neigungswinkel								
		21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90		
8—17	188—197	.	.	.	1	.	.	2	3	91—100
18—27	198—207	1	1	101—110
28—37	208—217	111—120
38—47	218—227	1	.	.	1	121—130
48—57	228—237	1	2	3	131—140
58—67	238—247	2	2	141—150
68—77	248—257	2	2	151—160
78—87	258—267	161—170
88—97	268—277	2	2	171—180
98—107	278—287	.	.	1	.	1	.	1	3	181—190
108—117	288—297	1	.	1	2	191—200
118—127	298—307	201—210
128—137	308—317	211—220
138—147	318—327	1	1	221—230
148—157	328—337	2	2	231—240
158—167	338—347	.	.	.	1	.	.	2	3	241—250
168—177	348—357	.	1	1	.	.	.	2	4	251—260
178—187	358—367	2	6	8	261—270
		1	1	2	2	3	2	26	37	

Wir können diese Kluftrichtungen zwanglos kaum einer Faltung zuordnen; am ehesten vielleicht noch die SW—NO streichende Schar, obwohl auch diese auf das Mühlviertler Gesteinsstreichen nicht genau senkrecht steht.

¹⁾ Vgl. Nowack E., Studien am Südrand der Böhmisches Masse. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt 1921, Heft 2.

Mauthausen, Poschacher Granitbruch.

E i n f a l l e n								Streichen
Richtung	Steigungswinkel					Fälle im ganzen		
	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			
8—17	188—197	.	.	1	.	.	1	91—100
18—27	198—207	.	.	1	.	.	1	101—110
28—37	208—217	.	.	.	1	3	4	111—120
38—47	218—227	.	.	.	3	21	24	121—130
48—57	228—237	4	4	131—140
58—67	238—247	.	.	.	1	1	2	141—150
68—77	248—257	1	1	151—160
78—87	258—267	.	.	.	2	.	2	161—170
88—97	268—277	.	.	.	2	.	2	171—180
98—107	278—287	.	.	.	1	8	9	181—190
108—117	288—297	2	2	191—200
118—127	298—307	201—210
128—137	308—317	.	.	1	.	2	3	211—220
138—147	318—327	1	.	.	1	2	4	221—230
148—157	328—337	1	.	.	3	4	8	231—240
158—167	338—347	.	1	.	.	3	4	241—250
168—177	348—357	.	.	1	.	.	1	251—260
178—187	358—367	261—270
		2	1	4	14	51	72	

Granitbruch westlich des vorigen.

E i n f a l l e n								Streichen	
Richtung	Steigungswinkel						Fälle im ganzen		
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			
8—17	188—197	.	.	.	2	.	.	2	91—100
18—27	198—207	.	.	.	1	.	.	1	101—110
28—37	208—217	.	.	1	2	.	.	3	111—120
38—47	218—227	.	.	.	1	.	.	1	121—130
48—57	228—237	1	2	3	131—140
58—67	238—247	1	7	8	141—150
68—77	248—257	1	1	151—160
78—87	258—267	2	2	161—170
88—97	268—277	1	1	2	171—180
98—107	278—287	181—190
108—117	288—297	.	.	1	.	.	.	1	191—200
118—127	298—307	.	.	1	.	.	.	1	201—210
128—137	308—317	.	.	.	4	2	1	7	211—220
138—147	318—327	4	.	4	221—230
148—157	328—337	2	2	231—240
158—167	338—347	2	.	.	.	2	2	6	241—250
168—177	348—357	.	1	1	251—260
178—187	358—367	261—270
		4	1	3	10	11	16	45	

Viel befriedigender erklärt sich das Klufnetz, wenn wir annehmen, daß die Lassen vorwiegend beim jungtertiären bis eiszeitlichen Aufstiege der Schollen aus der Tiefe entstanden sind.¹⁾ Wir stellen dann bald fest, daß die Klüfte annähernd jenen Randbrüchen gleichlaufen, welche längs der Eisenbahn im Osten etwa 8° — 188° , im SO etwa 69° — 249° und im SSW etwa 126° — 306° streichen. So nebenbei sei erwähnt, daß die Erdbebenstoßlinie Kindberg—Schärding etwa 134° , die Donaulinie (Abbruch der böhmischen Masse zur bayerischen Donaubene) rund 124° , die Linie Aschach—Fadingersattel 136° und die Halterbachlinie 59° streicht.

Dieser Annahme widerstreiten auch die Beobachtungen auf den Harnischen nicht. Da und dort tragen diese annähernd wagrechte Rutschstreifen; wir wissen aber bereits, daß Rutschkritzler schon bei Bewegungen von wenigen Millimetern (oder Zentimetern) entstehen können und messen derartigen Einzelfällen keine entscheidende Bedeutung bei, wenn die Mehrzahl der Rutschstreifen steil einfällt. Dies ist aber hier im Poschacher Bruche der Fall.

Nur wenig abweichend sind die Ergebnisse der Messungen im nächsten großen, etwas weiter westlich gelegenen Steinbruche. Hier beträgt der mittlere Einfallswinkel zwar noch 71° , neben der erdrückenden Mehrheit der sehr steilen Verflächungen kommen aber auch einzelne viel sanfter (33° — 38°) geneigte Lassen vor. Die mittleren Streichrichtungen der Klufscharen sind 36° — 216° , 63° — 243° und 138° — 318° ; die NS-Schar des Potschacher Steinbruches ist hier ersetzt durch eine andere, beträchtlich gegen NO verschwenkte. Auch diese Beobachtung können wir mit der Vorstellung eines Zusammenhanges zwischen Faltung und Klüftung schwer vereinbaren. Viel eher paßt sie zu der hier vertretenen Anschauung, daß die Klüftung des untersuchten Gebietes durch die Auslösung von Spannungen entstanden ist, welche brechender Bauplan (oder auch Verbiegungen) in den Gebirgsmassen hervorgerufen haben. Die Abweichungen zwischen den beiden Brüchen zeigen aber auch deutlich, daß man bei den Klufuntersuchungen nur dann zu wissenschaftlich brauchbaren Werten gelangen kann, wenn man engbegrenzte Räume einzeln für sich vermißt.

4. Der Serpentinsteindruck von Traföb.

Der bekannte Serpentin von Traföb bei Kirchdorf (S von Bruck an der Mur) fällt in dem aufgelassenen, großen Steinbruche an der Bundesstraße unter 38° — 59° gegen 137° — 165° SO bis SSO.

Ordnet man die Werte der 59 Klufmessungen in die tieferstehende Übersicht ein, so fällt vor allem auf, daß die O bis SO (90° — 150°) streichenden Klüfte im Mittel steil (70°) einfallen und überwiegend gegen N bis NO verflachen, während die S bis SW (190° — 240°) streichenden Schnitte minder steil (im Mittel 65°) geneigt sind und weitaus vorherrschend gegen W bis NNW (280° — 340°) einfallen. Man ist versucht, an eine ursächliche Wechselbeziehung zum Schiffall-Hochlantschzuge zu denken, der ja als alte Versenkung paläozoischer Schichten in eine altkristalline Umgebung anzufassen ist und bei seinem jugendlichen Wiederaufstiege die von ihm abfallenden Klüfte erzeugt haben könnte.

¹⁾ Vgl. Stiny J., Hebung oder Senkung? Petermanns Mitteilungen, 1924, Heft 9/10.

Die wenigen beobachteten Rutschstreifen, weisen in der Fallrichtung der Klüfte nach abwärts. Längs Verwerfungen sieht man örtlich starke Schieppungserscheinungen; hier und bei Faltungen der Serpentinbänke zeigt sich ganz deutlich, daß sich die Klüfte um die Biegungen der Bänke nicht kümmern, sondern sie richtungstreu durchschneiden; die Klüftung ist mithin unabhängig von der Faltung und zugleich auch jünger als diese.

Es lassen sich drei Hauptkluftrichtungen, 11° — 191° , 70° — 250° , 111° — 291° unterscheiden; nebenher läuft noch eine untergeordnete, 145° — 325° streichende. In diesem Zusammenhange sei daran erinnert, daß die Murlinie zwischen Bruck und Leoben 70° , die Trasattel-Eisenpaßlinie 79° , die Furche Gabraungraben-Eyweggsattel 50° , die Linie der Sättel *S* der Hochalm 63° und die untere Bärnschütz 58° streicht. Die erste Klufschär findet Begleiter in der Buchmeierlinie (3° — 183°), die dritte in der Palten-Liesinglinie (104°), dem Südabsturze des Föhrenberges (110°), der unteren Töllermoargrabenlinie (111°) und einer Hauptkluftrichtung im Töllermoarsteinbruche, die vierte endlich im Rötelstein-Schiffallabsinken gegen S-W (158° Streichen), in der Linie beim Landhause Kraft (150°) usw.

5. Die Klüftung im Kristallin südlich von Bruck an der Mur und im Floning—Zöbererhöb-Zuge.

Im Kristallin südlich von Bruck an der Mur streichen die Klüfte unter steilen Winkeln verflächend, hauptsächlich 123° — 303° und 164° — 344° . Die erste Schar zeigt Beziehungen zur Lamingtallinie (126°), zur Störungslinie im unteren Töllermoargraben (111°), und zum Föhrenbergsüdabsturz (110°), die zweite aber zur Töllermoarschluchtlinie (160°); zur Geierkogellinie (159°) und zum Rötelsteinabsinken (rund 158°). Ich möchte besonders auf die Beziehungen zur Geierkogellinie hinweisen, da die neueren geologischen Untersuchungen in der Umgebung von Bruck an der Mur gezeigt haben, daß diese aus dem Törlgraben herabstreichende Störungslinie sich noch ein gutes Stück weit südlich von Bruck auffällig bemerkbar macht und in einer annähernd gleichgerichteten Sprungschar im Hochlantschgebiete (Buchebensattel, Absinken des Rötelsteins und des Schiffalls, Murdurchbruch zwischen Schiffall und Rötelstein) wieder aufzuleben scheint.

Zur Vermeidung von Mißverständnissen möchte ich gleich an dieser Stelle unterstreichen, daß an Baulinien zum Vergleiche nicht bloß echte Bruchlinien herangezogen werden, sondern auch andere, auf lotrechte Verstellungen zurückführbare Linien, wie Schichtabbeugungen u. dgl.

Im Kristallin des Törlgrabens (vgl. die tieferstehende Übersicht) fallen die Klüfte sehr steil, im Mittel unter 72° , ein; das Verflächern ist vorwiegend gegen die östliche Hälfte der Windrose gerichtet, vielleicht entsprechend der in diesem Sinne erfolgenden Tieferschaltung der Gebirgserhebung gegen den Sattel von Pogusch (Floning 1584 m, Zöbererhöb 1487 m, Schreinerkogel 1422 m, Roßkogel 1369 m, Hocheck 1325 m).

Die deutlicher hervortretenden drei Klufschären streichen 13° — 193° , 84° — 264° , 130° — 310° . Die erste zeigt eine nahe Beziehung zu einer im Serpentin von Traföß wohl ausgeprägten (11° — 191°), zur Buch-

Klüftung im Steinbruche von Traßß.

Einfallen														Streichen			
Richtung magn.	Neigungswinkel						im ganzen	Richtung magn.	Neigungswinkel						im ganzen	Richtung	Fälle
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			
8— 17	1	.	1	188—197	.	.	.	1	1	.	2	91—100	3
18— 27	2	4	6	198—207	101—110	6
28— 37	.	.	.	1	3	1	5	208—217	1	.	1	111—120	6
38— 47	2	2	218—227	1	.	1	121—130	3
48— 57	.	1	1	228—237	.	1	131—140	1
58— 67	1	1	1	.	.	.	3	238—247	141—150	3
68— 77	.	.	1	.	.	.	1	248—257	151—160	1
78— 87	258—267	1	1	161—170	1
88— 97	1	1	2	268—277	1	1	171—180	3
98—107	.	.	1	.	.	.	1	278—287	.	.	.	1	.	.	1	181—190	2
108—117	288—297	.	.	1	.	2	.	3	191—200	3
118—127	298—307	.	.	1	1	.	.	2	201—210	2
128—137	308—317	.	1	1	.	.	.	2	211—220	2
138—147	318—327	.	.	1	.	.	.	1	221—230	1
148—157	328—337	.	1	1	3	.	.	5	231—240	5
158—167	338—347	.	1	.	2	1	.	4	241—250	4
168—177	.	.	.	1	1	.	2	348—357	.	1	1	2	2	.	6	251—260	8
178—187	2	.	2	358—367	.	.	.	1	2	.	3	261—270	5
	2	2	3	2	9	8	26		.	4	6	11	10	2	33		
									2	2	3	2	9	8	26		
									2	6	9	13	19	10	59		59

Klüftung im Flöning-Zöbererhöf-Zuge.

Einfällen														Streichen				
Richtung	Winkel					Fälle	Richtung	Winkel							Fälle	Richtung	Fälle	
	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			11-20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80				81-90
8—17	.	.	.	2	1	3	188—197	.	.	.	1	.	.	.	1	2	91—100	5
18—27	1	1	198—207	.	1	1	101—110	2
28—37	208—217	111—120	.
38—47	1	1	1	1	1	5	218—227	.	.	1	.	.	2	1	4	121—130	9	
48—57	.	.	.	1	1	2	228—237	1	1	2	131—140	4
58—67	238—247	141—150	.
68—77	.	1	.	1	.	2	248—257	151—160	2
78—87	2	2	258—267	161—170	2
88—97	.	1	.	.	.	1	268—277	1	1	171—180	2
98—107	.	.	.	1	.	4	278—287	1	2	3	181—190	7
108—117	.	.	1	1	.	2	288—297	1	1	191—200	3
118—127	2	2	298—307	201—210	2
128—137	.	.	.	1	.	1	308—317	2	2	211—220	3
138—147	.	.	1	.	1	2	318—327	1	1	221—230	3
148—157	.	1	.	.	.	1	328—337	231—240	1
158—167	1	1	338—347	1	1	2	241—250	3
168—177	2	2	348—357	2	2	251—260	4
178—187	1	1	1	.	.	2	358—367	1	.	.	1	.	261—270	3
	2	5	3	8	15	33		1	1	1	1	1	2	4	11	22		55
								.	.	.	2	5	3	8	15	33		
								1	1	1	3	6	5	12	26	55		

meierlinie (3° — 183°), zur Stampferlinie (Teigitschgebiet, 16° — 196°), zur Linie Feldkirchen-Rossegg (16° — 17°) usw.

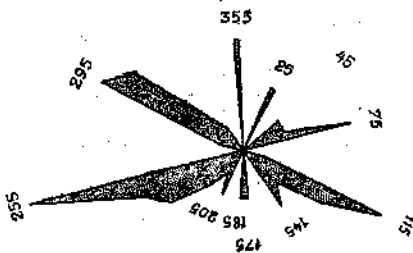
Die zweite weicht nur wenig von der Eisenpaß—Trasattellinie (79°), mehr von der Linie Brück—Leoben (70°) und von dem Aflenzener Senkungstreifen (68°) ab; Anklänge an die Leingrabenlinie (93°) und eine Linie beim Landhause Kraft (93°) sind nicht zu verkennen.

In der dritten aber erkennen wir die Lamingtallinie (126°), die Hierzmannlinie im Teigitschgebiet (130°), die eine Mineralquelle führende Linie Teigitsch—Stainz (126°) und verschiedene Kärntner Linien (s. w. u.) wieder.

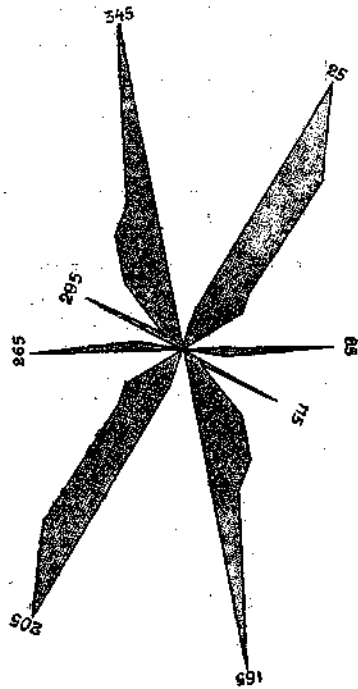
6. Die Klüftung in der Umgebung des Forstsees.

(O von Velden am Wörthersee).

Auch in der Umgebung des Forstsees (Kärnten) fällt, wie die untenstehende Übersicht zeigt, der überwiegende Teil der Klüfte sehr steil ein. Das Verflachen weist in der großen Mehrzahl der Fälle auf die westliche Hälfte der Windrose hin. Das Gestein selbst — mehr oder minder stark phyllitisierter Glimmerschiefer — fällt im Mittel aus über 30 Messungen unter 37° gegen 177° S ein; es sieht aus, wie wenn eine mächtige Schieferplatte zum Wörthersee herabgebogen worden wäre. Dabei kam es zu zahlreichen Zerrüttungen und Gesteinszerreibungen längs Flächen,



Forstsee. Einfallen der Klüfte.



Forstsee. Streichen der Klüfte.

Abb. 2.

die mit der Schieferung annähernd oder völlig gleichlaufen (Gleit-zerrüttungen). Aber auch eine Unzahl von Klüften und Schnitten barst bei den Schollenverstellungen auf; wie wenig dabei faltende Bewegungen und wie sehr brechende, ungefähr lotrecht sich auswirkende Bewegungen die Hand im Spiele hatten, zeigen u. a. auch die vielen, auf den Klüftflächen steil nach abwärts weisenden Rutschstreifen.

Zudem laufen auch die Klüfte bekannten, größeren Störungslinien (Verwerfungen usw.) ziemlich weitgehend gleich. Von den erkennbaren vier Scharen streichen die zwei Hauptkluftrichtungen 33° — 213° und 149° — 329° , die mehr untergeordneten aber 87° — 267° und 115° — 295° .

Wir erinnern uns, daß z. B. die Erzgänge von Flatschach bei Knittelfeld (Steiermark) 30° — 45° streichen (dabei sehr steil gegen NW einfallend), die Golderzgänge der Hohen Tauern etwa 23° , die Katschberglinie rund 16° , die Erdbebenlinie Feldkirchen—Rossegg etwa 16° , die Packer-Störungslinie (Koralpengebiet) etwa 46° , die Linie Tarvis—Arriach rund 46° und der Steilabbruch der Hohen Wand (N. Ö.) etwa 35° .

Mit der zweiten Kluftschar haben annähernd gleiches Streichen: die Lavantlinie (149° oben, 157° unten), die Pölslinie (138°), die Linie Nörring—Afritz—Treffen (139°) u. a. m.

Mit der dritten Kluftrichtung stimmen ungefähr überein: das Wörthersee-Nordufer zwischen Velden und Pörtschach (rund 72°), die Bebenlinie Klagenfurt—Völkermarkt (76°), die Störungen im Fohnsdorfer Tertiär (75° — 255° streichend mit Einfallen gegen SSO) u. a. m. Das Zurücktreten dieser Kluftschar ließe vermuten, daß der Nordhang des

Die Klüftung in der Umgebung des Forstsees.

E i n f a l l e n							Streichen		
Richtung (magn.)	Winkel			Richtung (magn.)	Winkel			astronom.	Fälle
	< 50°	steiler als 50°	zu- sammen		< 50°	> 50°	zu- sammen		
8-17	.	.	.	188-197	.	2	2	91-100	2
18-27	.	.	.	198-207	.	.	.	101-110	.
28-37	.	3	3	208-217	.	2	2	111-120	5
38-47	.	.	.	218-227	.	1	1	121-130	1
48-57	.	2	2	228-237	.	2	2	131-140	4
58-67	.	2	2	238-247	.	4	4	141-150	6
68-77	.	2	2	248-257	.	5	5	151-160	7
78-87	3	2	5	258-267	.	10	10	161-170	15
88-97	.	.	.	268-277	.	.	.	171-180	.
98-107	.	.	.	278-287	.	.	.	181-190	.
108-117	.	1	1	288-297	.	1	1	191-200	2
118-127	.	7	7	298-307	.	7	7	201-210	14
128-137	1	3	4	308-317	.	6	6	211-220	10
138-147	.	2	2	318-327	.	2	2	221-230	4
148-157	1	2	3	328-337	.	1	1	231-240	4
158-167	.	.	.	338-347	.	.	.	241-250	.
168-177	.	.	.	348-357	.	.	.	251-260	.
178-187	.	2	2	358-367	1	4	5	261-270	7
	5	28	33		1	47	48		81
					5	28	33		
					6	75	81		

Wörthersees zwischen Velden und Töschling mehr durch eine Schichtniederziehung (Kniefalte) als durch Verwerfungen gebildet worden ist.

Als Begleiter der vierten Kluftchar könnten gelten: Drau—Möllinie (118°), Millstätterseelinie (120°) Wörtherseeufer zwischen Gurlitsch und Militärschwimmschule (114°), Südsturz des Ulrichsberges (110°), Linie Teigitsch—Stainz (126°), Bleiberg—Petelin (118°), Metaubachlinie (126°), Abbruch des Schottkogels gegen das Klagenfurter Becken (125°).

7. Die Klüfte am Kreuzberge bei Klagenfurt.

Der Chloritschiefer des Kreuzberges NW von Klagenfurt zeigt ausgezeichnete Klüftung. Von den Kluftflächen fallen

2·22 v. H. unter	21—30°	}	17·77 v. H.
4·44 " " "	31—40°		
11·11 " " "	41—50°		
13·33 " " "	51—60°		
22·22 " " "	61—70°		
28·89 " " "	71—80°	}	82·22 v. H.
17·78 " " "	81—90°		

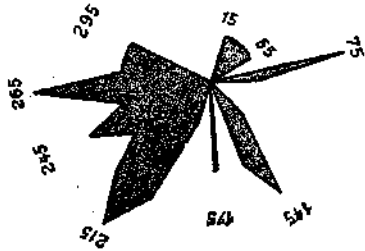
ein.

Das mittlere Verflachen der Schnitte beträgt daher 66°. Streichen und Einfallsrichtung ergeben sich aus der tieferstehenden Übersicht:

Einfallen der Klüfte				Streichen	
Stunde (magnetisch)	Fälle	Gegenstunde (magnetisch)	Fälle	Fälle	(astronom.)
8—17	.	188—197	.	.	91—100
18—27	1	198—207	1	2	101—110
28—37	1	208—217	3	4	111—120
38—47	1	218—227	4	5	121—130
48—57	1	228—237	3	4	131—140
58—67	1	238—247	2	3	141—150
68—77	.	248—257	3	3	151—160
78—87	3	258—267	2	5	161—170
88—97	1	268—277	4	5	171—180
98—107	.	278—287	2	2	181—190
108—117	.	288—297	2	2	191—200
118—127	.	298—307	2	2	201—210
128—137	.	308—317	.	.	211—220
138—147	1	318—327	.	1	221—230
148—157	3	328—337	.	3	231—240
158—167	2	338—347	.	2	241—250
168—177	.	348—357	.	.	251—260
178—187	2	358—367	.	2	261—270
	17		28	45	
			17		
			45		

Weitaus der größte Teil der Klüfte fällt steil gegen S bis W (190° — 290°) ein, der Rest vorwiegend gegen NO bis O; dies läßt sich mit der vorgeschobenen Lage des Kreuzberges am Nordrande der Klagenfurter Ebene recht gut vereinbaren, dagegen kaum mit der Anschauung, daß Faltung die Ursache der Klüftung sei.

Die Hauptklüfte streichen 175° — 355° und 126° — 306° , die Nebenküfte 85° — 265° und 57° — 237° . Wir vermerken zwei deutliche Abweichungen von den am nahen Forstsee festgestellten Richtungen, entsprechend der weitgehenden Auflösung des Grundgebirges in einzelne, sich verschieden verhaltende Schollen auf eine Entfernung von wenig mehr als 15 km.



Kreuzberg. Einfallen der Klüfte.

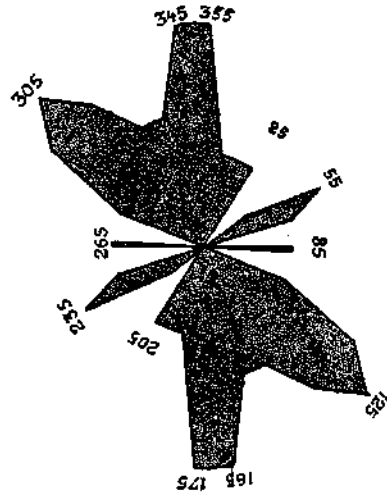


Abb. 3.

Kreuzberg, Klüftrose. Streichen der Klüfte.

Mit den errechneten Klüftscharen haben ungefähr gleiches Streichen:

1. Millstätterseelinie (120°), Nebenküfte am Forstsee (115°), Drau—Möllinie (118°), Wörthersee-Nordufer im Osten (114°), Bleiberg—Petelin (118°), Metaubachlinie (126°), Abbruch des Schottkogels gegen die Klagenfurter Ebene (125°), Linie Teigitsch—Stainz (126°), Südabsturz des Ulrichsberges (110°), Linie Feldkirchen—Moosburg (131°), Kreuzberg—Hermagor (133°), Lamingtallinie zwischen Kathrein und Schörgendorf (126°), Föhrenberg-Südabsturz (110°), eine Klüftschar im Töllermoarsteinbruche u. a. m.;

2. Abfall der Kalvarienbergscholle bei Klagenfurt (164°), Törltallinie (160°), Geierkogellinie (159°), Rötelsteinabsinken (158°), Töllermoargrabenschlucht (160°) u. a. m.

3. Störungen im Fohnsdorfer Tertiär (75°), Klagenfurt—Völkermarkt (76°), Wörthersee-Nordufer im Westen (72°), Leingrabenlinie (93°).

4. Mur—Mürzlinie (52°), Wagreinerfurche (54°), Packerlinie (46°), Waldheimatlinie (50°) u. a. m.

8. Die Klüfte in der Umgebung des Millstättersees.

Das Gebirge um den Millstättersee herum ist in zahllose Schollen zerlegt; sowohl die Seefurche als auch das Drautal sind, wie ich in einer eigenen Arbeit demnächst beweisen zu können hoffe, gewaltige, junge Senkungstreifen. Die in diesem Gebiet erhobenen viele Hunderte von Klüftwerten dürfen daher nicht zusammengeworfen werden, sondern müssen gruppenweise untersucht werden. Örtlich zeigen sich in der Umgebung des Millstättersees stärkere Faltungserscheinungen; die Klüfte aber streichen unbekümmert um sie unabhägenkt durch und beweisen so nicht bloß ihre Unabhängigkeit von der Faltung, sondern wohl auch ihr jüngeres Alter. Daß auch Gleitzerrüttungen

im Gebiete sehr häufig sind, gehört weiter nicht hierher. Das Streichen der Klüfte ändert sich dort, wo die geologische Erhebung oder die geologische Schlußfolgerung die Grenzfläche (Grenzlinie) einer Scholle erwarten läßt.

Einfallen der Klüfte							Streichen								
Richtung magn.	Winkel					Fälle	Richtung magn.	Winkel					Fälle	astronom.	Fälle
	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			
78—87	2	.	1	1	1	5	258—267	.	.	.	1	.	1	161—170	6
88—97	2	3	1	.	1	7	268—277	.	.	.	2	.	2	171—180	9
98—107	.	.	.	2	1	3	278—287	.	.	1	1	2	4	181—190	7
	4	3	2	3	3	15		.	.	1	4	2	7		22
								4	3	2	3	3	15		
								4	3	3	7	5	22		

Die Klüftung N von Seeboden.

Einfallen der Klüfte							Streichen									
Richtung magn.	Winkel					Fälle	Richtung magn.	Winkel					Fälle	astronom.	Fälle	
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80			81-90	31-40	41-50	51-60	61-70				71-80
8—17	1	188—197	1	1	91—100	2
18—27	.	.	.	1	.	1	198—207	1	.	1	101—110	2
28—37	208—217	.	.	1	1	.	.	2	111—120	2
38—47	1	1	218—227	.	.	2	4	.	.	6	121—130	7
48—57	228—237	1	1	.	2	.	.	4	131—140	4
58—67	.	.	.	1	1	2	238—247	.	.	4	3	2	2	11	141—150	13
68—77	3	248—257	.	1	1	4	3	.	9	151—160	12
78—87	258—267	.	.	3	2	1	1	7	161—170	7
88—97	268—277	.	.	1	2	1	2	6	171—180	6
98—107	2	2	278—287	.	.	1	1	1	1	4	181—190	6
108—117	.	.	.	1	2	2	288—297	.	2	1	1	.	2	6	191—200	11
118—127	.	.	.	1	5	3	298—307	.	2	1	1	.	1	5	201—210	14
128—137	2	2	308—317	2	2	211—220	4
138—147	.	1	.	.	3	4	318—327	.	.	.	1	.	8	9	221—230	13
148—157	.	.	.	1	1	1	328—337	.	.	.	1	3	2	6	231—240	9
158—167	338—347	2	.	2	241—250	2
168—177	1	1	348—357	.	.	1	.	.	.	1	251—260	2
178—187	358—367	1	1	2	261—270	2
	.	1	.	5	14	14			1	6	16	23	15	23		84
						34			1	1	5	14	14	34		118
									1	7	16	28	29	37		118

Prachtvoll ausgeprägt sind die Klüfte in einem aufgelassenen kleinen Steinbruche auf dem Oberfratresberge bei Spittal a. d. Drau; sie zerschneiden den harten, gesunden, unter 63° gegen 26° NNO fallenden Glimmerschiefer nach schnurgeraden, ebenen, wie mit dem Messer scharf geschnittenen Flächen. Man kann deutlich zwei Scharen unterscheiden, die 105° — 285° bzw. 10° — 190° streichen und im Mittel unter 68° verflachen. Die eine von ihnen läuft dem Lieserdrnrbuche (7°) annähernd gleich, die andere der Drau—Möllinie (118°).

Gut ausgebildet ist die Klüftung auch N von Treffling. Es wurde hier nur eine Klufthar gemessen, wie die nebenstehende Übersicht zeigt. Die zweite Schar war der Messung nicht so gut zugänglich, ein Umstand, der bei Klufthmessungen vielleicht nicht immer entsprechend beachtet wird; in manchen Aufschlüssen treten nämlich rein zufolge ihrer Lage gewisse Kluftharen deutlicher hervor als andere, die dann in geringerer Zahl gemessen werden und ein falsches Bild über die Klufthverteilung geben können. Die obenerwähnte Klufthar im Glimmerschiefer N Treffling fällt im Mittel unter 68° ein und streicht 175° — 355° ; ungefähr

Klüftung zwischen Dellach und Döbriach.

Einfällen der Klüfte											Streichen					
Richtung magn.	Winkel					Fälle	Richtung magn.	Winkel					Fälle	astronom.	Fälle	
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80			81-90	31-40	41-50	51-60	61-70				71-80
8—17	188—197	1	.	1	.	.	.	2	91—100	2
18—27	.	.	2	1	.	1	198—207	1	1	101—110	5
28—37	1	1	1	1	1	2	208—217	.	.	1	.	.	.	1	111—120	8
38—47	.	.	.	1	4	3	218—227	.	4	1	1	.	1	7	121—130	15
48—57	228—237	.	.	1	.	.	.	1	131—140	1
58—67	.	.	1	3	.	.	238—247	1	.	.	.	2	.	3	141—150	7
68—77	.	.	.	3	.	1	248—257	.	.	.	1	.	.	1	151—160	5
78—87	.	.	1	1	.	1	258—267	1	1	161—170	4
88—97	.	.	.	1	.	1	268—277	1	1	2	171—180	4
98—107	3	2	278—287	.	2	.	.	2	1	5	181—190	10
108—117	.	.	.	1	.	.	288—297	.	.	.	1	.	.	1	191—200	2
118—127	.	1	1	.	1	1	298—307	1	.	1	201—210	5
128—137	2	4	308—317	.	.	1	.	.	1	2	211—220	8
138—147	3	.	318—327	221—230	3
148—157	.	.	1	1	.	2	328—337	.	1	.	.	.	1	2	231—240	6
158—167	2	1	338—347	241—250	3
168—177	.	.	1	.	.	.	348—357	251—260	1
178—187	1	358—367	261—270	1
	1	2	8	13	16	20							60			
								3	7	5	3	5	7	30		
								1	2	8	13	16	20	60		90
								4	9	13	16	21	27	90		

in derselben Richtung bricht der Tschirweger Nock gegen die Tiefenfurche Traschischk—Seeboden ab.

N von Seeboden streichen die Klüfte bei sehr steilem Einfallen (71°) im Mittel 19°—199° und 155°—335°, weniger gut entwickelte Scharen auch 49°—229° und 122°—302°. Auffällig ist, daß fast drei Viertel aller gemessenen Klüfte gegen die Westhälfte der Windrose verflachen; sollte darin das Absinken der Mittelgebirgsflur nördlich des Millstättersees gegen den Tiefenstreifen Seeboden—Traschischk zum Ausdruck gelangen?

Die erste Kluftchar läuft ungefähr dem unteren Teil der Lieserlinie (21°) gleich, ebenso der durch Klüftung vorgezeichneten Schlucht des Riegersbaches (17°) nördlich Millstatt. Die dritte erinnert an die Mur—Mürzlinie (52°), die Waldheimatlinie (50°) u. a. m. Die zweite weicht nur wenig von der Afritzer Linie (139°), der Lavantallinie (149°—157°), dem Abbruche der Kalvarienbergscholle (164°) u. a. ab. Die vierte Kluftchar aber ist richtungsgleich der Drau—Mölltallinie (118°), der Millstätterseefurche (120°), der Linie Bleiberg—Petelin (118°), der Metaubachlinie (126°) u. a. m.

Millstättersee — Nordufer zwischen Gritschach und Millstatt.

E i n f a l l e n										Streichen							
Richtung	Winkel						Fälle	Richtung	Winkel						Fälle	Richtung	Fälle
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			
8—17	1	1	188—197	.	.	1	5	.	.	6	91—100	7
18—27	198—207	.	.	.	3	.	.	3	101—110	3
28—37	.	1	.	3	6	1	11	208—217	.	1	1	111—120	12
38—47	4	3	7	218—227	.	1	1	121—130	8
48—57	228—237	131—140	.
58—67	238—247	141—150	.
68—77	1	1	248—257	151—160	1
78—87	258—267	.	.	.	1	.	1	161—170	1	
88—97	268—277	.	.	1	2	1	4	171—180	4	
98—107	278—287	.	.	.	1	1	2	181—190	2	
108—117	288—297	.	.	.	1	2	3	191—200	3	
118—127	.	.	.	1	.	2	3	298—307	.	.	.	2	4	3	9	201—210	12
128—137	2	2	308—317	.	1	1	1	1	.	4	211—220	6
138—147	318—327	6	1	7	221—230	7
148—157	1	.	1	328—337	.	.	.	2	.	1	3	231—240	4
158—167	338—347	1	1	241—250	1
168—177	348—357	1	1	251—260	1
178—187	3	3	358—367	.	.	.	1	.	1	1	261—270	4
	1	1	.	4	11	12	29		1	3	3	14	16	10	47		
									1	1	.	4	11	12	29		
									2	4	3	18	27	22	76		

Abweichend ist die Klüftung am südlichen Seeufer in der Umgebung von Seebrücken. Von einer Fortsetzung des Seebodener Tiefenstreifens ist hier wohl nichts mehr wahrzunehmen. Die Klüfte fallen sehr steil (durchschnittlich unter 71°) vorwiegend nach der östlichen Hälfte der Windrose ein; gut entwickelt sind Scharen, welche 23° — 203° und 122° — 302° streichen, während eine dritte nach 79° — 259° mehr zurücktritt. Das Schichteinfallen wechselt stark.

Die erste Klüftschar entspricht der unteren Lieserlinie, bzw. dem Lieserdurchbruche zwischen Seebach und Spittal und der gegen Westen zunehmenden Tiefschaltung der Blöcke, in welche der Seerücken (Riegel zwischen Drautal und Millstättersee) zerfällt. Die zweite aber läuft mit der Seefurche und der Drau—Möllinie genau gleich. Vorhandene Rutschstreifen fallen steil mit dem Klüftverflächen ein.

Am Nordufer des Millstättersees zwischen Gritschach und den westlichsten Häusern von Millstatt wurden 76 Klüfte gemessen (vgl. die tieferstehende Übersicht). Trotz örtlich stark wechselnden Einfallens der Glimmerschiefer streuen die Werte auch nicht mehr wie anderswo. Der

Millstättersee — Südufer unweit Seebrücken.

E i n f a l l e n														Streichen			
Richtung	Winkel						Fälle	Richtung	Winkel						Fälle	Richtung	Gälle
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90			11-20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70			
8—17	.	.	1	.	.	1	188—197	91—100	1
18—27	3	.	.	.	1	4	198—207	101—110	4
28—37	.	1	1	1	.	2	208—217	111—120	5
38—47	2	3	.	3	.	8	218—227	121—130	8
48—57	1	1	228—237	1	1	131—140	2
58—67	1	238—247	2	2	141—150	3
68—77	248—257	151—160	.
78—87	1	1	258—267	161—170	1
88—97	1	1	268—277	2	2	4	171—180	5
98—107	1	1	278—287	1	1	1	181—190	3
108—117	1	2	288—297	4	4	4	191—200	7
118—127	1	2	298—307	1	2	2	5	201—210	8
128—137	.	.	.	1	4	4	308—317	1	4	5	5	211—220	14
138—147	.	.	1	.	.	1	318—327	1	.	1	1	221—230	3
148—157	1	1	328—337	231—240	1
158—167	338—347	1	1	1	241—250	1
168—177	.	.	.	2	.	2	348—357	251—260	2
178—187	.	1	1	.	.	2	358—367	261—270	2
	6	5	4	7	9	15	46					4	4	16	24		70
									6	5	4	7	9	15	46		
										6	5	4	11	13	31	70	

mittlere Einfallswinkel beträgt 72° (vorwiegend gegen die Westhälfte der Windrose gerichtet), das Streichen der Hauptklüfte 27°—207° und 118°—298°, jenes einer Nebenschar 92°—272°.

Wir erkennen unschwer die Richtungsgleichheit der Hauptscharen mit der Seefurche und der Möll—Draulinie sowie mit der unteren Lieserlinie wieder.

Um Millstatt herum streichen bei steilem Verflächen (durchschnittlich 71°) die Hauptklüfte 170°—350°, 26°—206° und 103°—283°, eine Nebenschar 61°—241°.

Von den beiden annähernd N—S streichenden Hauptscharen paßt sich die eine der unteren Lieserlinie an; nach ihr ist im großen und ganzen die Schlucht des Riegersbaches eingegraben und ihr folgen auch die eigenartig einspringenden Buchtränder des Sees beim Pesentheiner im Norden und beim Lagerhof im Süden. Die dritte Hauptklüft aber weicht von der Seefurchenlinie ein wenig gegen Osten ab; es ist verlockend, damit auch die kleine Verschwenkung des Mittelgebirgsabbruches gegen den See bei Millstatt in Verbindung zu bringen; die

Klüfte bei Millstatt.

Einfallen der Klüfte											Streichen					
Richtung magn.	Winkel					Fälle	Richtung magn.	Winkel					Fälle	astronom.	Fälle	
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80			81-90	31-40	41-50	51-60	61-70				71-80
8—17	.	.	.	1	.	1	188—197	.	.	1	1	.	2	4	91—100	5
18—27	.	.	.	1	.	1	198—207	101—110	1
28—37	1	1	208—217	111—120	2
38—47	218—227	.	.	.	1	.	.	1	121—130	1
48—57	228—237	131—140	.
58—67	238—247	141—150	.
68—77	248—257	1	.	1	151—160	1
78—87	258—267	.	1	.	2	4	1	8	161—170	8
88—97	.	.	2	.	3	2	268—277	.	1	.	2	.	2	5	171—180	12
98—107	278—287	181—190	.
108—117	.	.	.	1	.	1	288—297	191—200	1
118—127	.	.	.	1	.	2	298—307	.	1	.	.	1	.	2	201—210	5
128—137	.	.	1	.	.	1	308—317	211—220	2
138—147	1	1	318—327	221—230	1
148—157	1	1	328—337	.	.	.	1	.	.	1	231—240	2
158—167	.	.	.	2	1	3	338—347	241—250	3
168—177	348—357	1	.	1	251—260	1
178—187	358—367	261—270	.
	.	.	3	6	7	6		.	3	1	7	7	5	23		45
								.	3	6	7	6	22			
								.	3	4	13	14	11	45		

Streichrichtung der Klüfte von Oberfratres (105°) lebt nach längerer Unterbrechung gewissermaßen hier wieder auf.

Zwischen Dellach und Döbriach fällt die überwiegende Mehrzahl der Klüfte der Osthälfte der Windrose zu; vielleicht entspricht dies dem Abbruche des Mittelgebirges gegen das Döbriacher Tal zu. Der mittlere Fallwinkel beträgt 69° . Die langen Hauptklüfte streichen 43° — 223° und 117° — 297° ; untergeordnet erscheinen Richtungen 3° — 183° und 153° — 333° . Die verbreitetsten Klüfte folgen der Seefurche (120°) bzw. der Möll—Draulinie, wie nicht anders zu erwarten ist. Die zweite Schar läuft ungefähr dem Döbriachertale gleich (55°). Die letzte Klüftreihe hat den gleichen Verlauf wie die Linie des Glanzer Sattels (153°), welcher den Seerücken vom Murnockstocke abtrennt. Auf Beziehungen zu Bruchlinien in entfernteren Gegenden sei nicht weiter eingegangen, sondern auf bereits früher Herangezogenes verwiesen.

Fassen wir zusammen, dann sehen wir, daß auch in der Umgebung des Millstättersees die Klüfte gewissermaßen Begleiter mehr oder minder ausgeprägter Störungslinien sind, deren Richtung sie nachahmen.

Klüfte bei der Hierzmannsperre.

Mittleres Einfallen des Gneises unter 35° gegen 37° NO.

Einfallen der Klüfte											Streichen						
Richtung magn.	Winkel					Fälle	Richtung magn.	Winkel					Fälle	astronom.	Fälle		
	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80			81-90	31-40	41-50	51-60	61-70				71-80	81-90
8—17	188—197	.	.	1	.	1	1	3	91—100	3	
18—27	198—207	1	.	1	101—110	1	
28—37	208—217	.	.	.	4	6	1	11	111—120	11	
38—47	218—227	.	.	1	.	1	.	2	121—130	2	
48—57	228—237	1	1	131—140	1	
58—67	238—247	1	.	1	141—150	1	
68—77	248—257	1	.	1	151—160	1	
78—87	258—267	.	1	1	161—170	1	
88—97	268—277	171—180	.	
98—107	278—287	181—190	.	
108—117	1	288—297	5	5	191—200	6	
118—127	1	298—307	1	2	3	201—210	4	
128—137	.	.	1	.	.	.	308—317	2	1	3	211—220	4	
138—147	318—327	1	1	221—230	1	
148—157	.	.	.	2	2	4	328—337	1	.	1	231—240	5	
158—167	1	1	338—347	241—250	1	
168—177	.	1	.	.	.	1	348—357	251—260	1	
178—187	358—367	261—270	.	
	.	1	1	.	2	5	9		.	1	2	4	13	14	34		43
									.	1	1	.	2	5	9		
									.	2	3	4	15	19	43		

9. Die Klüftung im Teigitschgebiet.

Im Raume zwischen Köflach, Ligist-Modriach und Hirschegg wurden auf einer Fläche von kaum 100 km^2 weit über 1000 Klüfte gemessen. Von dieser umfangreichen Wertreihe seien dem Zwecke der vorliegenden Arbeit gemäß nur einige Kostproben geboten.

So fallen die Klüfte bei der geplanten Talsperre in der Hierzmannschlucht sehr steil (durchschnittlich unter 75°) ein. Sie verteilen sich auf drei Scharen, welche 60° — 240° , 119° — 299° und 24° — 204° streichen.

Die erste, untergeordnete, läuft mit der Mürztallinie (58°) gleich. Die zweite findet Partner in der Möll—Draulinie (118°), der Millstätterseefurche (120°) und in vielen anderen bereits erwähnten Störungslinien Kärntens; sie fällt an dieser Stelle nur annähernd mit der „Hierzmannlinie“ (130°) zusammen, einer gewaltigen Schichtabbeugung gegen NO, da und dort mit Bruch verbunden, der im allgemeinen die Teigitschschlucht zwischen Edelschrott und Niesenbachmündung folgt. Die dritte Klüftschar geht ziemlich genau mit der „Stampferlinie“ (16°) gleich, längs welcher die Teigitschschlucht zwischen Edelschrott und Stampf an vielen Punkten eingeschnitten ist; so z. B. in der Nähe vom „Scherveitl“; sie erinnert auch an die untere Lieserlinie und andere Störungslinien Kärntens, die uns bereits früher begegnet sind.

Es mag wohl der Schichtniederziehung entsprechen, daß die Mehrzahl der Klüfte gegen SSW und SW einfällt.

Wie verfehlt es manchenmal wäre, selbst die auf gegenüberliegenden Uferstrecken gemessenen Werte behufs gemeinsamer Verarbeitung zusammenzuwerfen, zeigt das Beispiel der Teigitschlaufstrecke südlich des „Scherveitls“, unweit Straßenkilometer 47 (siehe tieferstehende Übersicht). Die beiden Ufer zeigen ganz verschiedenes Gesteinsverflächen und gehören getrennten Schollen an; so das linksufrige Gelände zur Kreuzbergscholle, das rechtsufrige aber zum Herzogbergblock, der an seinem Nordwestende zur Teigitsch herabgebogen erscheint. Demgemäß fehlt auch den Klüften der beiden Uferlehnen die Übereinstimmung. Linksufrig ist z. B. eine 169° — 349° streichende Schar gut ausgeprägt, die rechtsufrig völlig fehlt; sie ahmt in ihrer Richtung die Töritallinie und einige Kärntner Störungen (Sattel von Glanz, unteres Lavanttal u. s. w.) nach. Andererseits fehlt am linken Ufer die Reihe 47° — 227° des rechten Gehänges, welche etwa der äußeren Teigitschklammlinie (46°), der Packerlinie (46°), der Mur—Mürzlinie (46°) u. a. folgt. Daß nicht das ungleiche Einfallen auf beiden Ufern, sondern die Zugehörigkeit zu sich verschieden verhaltenden Blöcken die Ursache des abweichenden Klüftstreichens ist, beweisen die starken Faltungen in der rechtsufrigen Bergflanke, welche von den jüngeren Klüften rücksichtslos und einheitlich durchschnitten werden.

Die Klüftmessungen bei der Langmannsperre betreffen einen Gesteinsblock, der sich mit seinem gleichförmigen NW bis NNW Verflächen deutlich von seiner Umgebung abhebt, deren Gesteine wieder überwiegend nach NO und NNO einschließen. Dem entspricht auch eine Klüftentwicklung, die sich — wenigstens von den östlichen Nachbar-

gebieten — einigermaßen unterscheidet. Im übrigen erinnert die erste Kluftreihe (21° — 201°) an die Stampferlinie (16°), die zweite (55° bis 235°), hauptsächlich vorwiegende, an die äußere Teigitschklamm (zwischen Langmannmühle und Krafthaus Arnstein, 46°), die dritte (116° — 296°) an die Hierzmannlinie (130°) bzw. die Möll—Draulinie, und die vierte (161° — 341°) an die Törltallinie (160°), die Verwerfungen der Hohen Wand (165° nach Bittner, Hernstein).

Mittleres Streichen der Klüfte im Teigitschgebiet.

Gesamtgebiet	Hierzmannklamm	Schervöitl linkes Ufer	Schervöitl rechtes Ufer	Langmannsperre	Unterwald	Äußere Klamm	Rollbahnstrecke
27° — 207°	21° — 201°	29° — 209°	9° — 189°	21° — 201°	25° — 205°	16° — 106°	11° — 101°
60° — 240°	60° — 240°		47° — 227°	55° — 235°			
100° — 280°	119° — 299°	90° — 270°	67° — 267°	116° — 296°	102° — 282°	87° — 267°	81° — 261°
160° — 340°		169° — 349°		161° — 341°			142° — 322°
Richtungsunterschiede							
47° 40° 60° 87° 100°	36° 59° 95°	61° 79° 140°	38° 40° 78°	34° 61° 45° 95° 100°	77°	71°	73° 58° 131°

Die Klüfte der Scharasbachklamm in Unterwald bei Ligist streichen etwas anders als die der nördlich anstoßenden Blöcke, welche von der äußeren Teigitschklamm bzw. von der Hilfsbahn (Rollbahn) für den Kraftwerksbau durchschnitten werden. Merkwürdigerweise scheint hier eine deutlicher ausgeprägte Kluftchar zu fehlen, welche der äußeren Teigitschlinie gleichliefe. Dies läßt darauf schließen, daß die unterhalb der Niesenbachmündung so ausgezeichnet entwickelte, mit starken Zerrüttungen verbundene Linie in dem ausgemessenen Gebiete bereits ausgesetzt hat. In allen drei Geländestreifen aber prägt sich die Stampferlinie (16°) ganz besonders deutlich aus (vgl. vorstehende Übersicht).

Wirft man sämtliche im Teigitschgebiete gemessenen Kluftwerte zusammen, wie dies in der tieferstehenden Übersicht geschehen ist, so steht man anfangs verwirrt vor der nicht erwarteten Tatsache, daß alle Streichrichtungen vertreten sind. Die

1—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100	101—110	111—120	121—130	131—140	141—150	151—160	161—170	171—180
14	98	90	108	59	71	61	52	59	61	60	64	23	21	31	50	50	60

Klüfte streichen nach allen Richtungen, so daß man fast versucht wäre, über die Kluftausmessung überhaupt den Stab zu brechen. Man darf aber nicht übersehen, daß man mit der Zusammenfassung der auf einer Fläche von rund 100 km^2 erhobenen über 1000 Werte an sich einen groben Verstoß begangen hat; man darf nicht erwarten, daß die Spannungen in einem verhältnismäßig so großen Gebiete überall durchaus gleich waren und in gleicher Weise zur Auslösung gelangten. Schält man übrigens aus der anfangs verwirrenden Ziffernreihe vernünftigerweise Zusammengehöriges heraus, so erhält man für das mittlere Streichen Werte, die nicht einmal gar so unmöglich sind, nämlich 27° — 207° , 60° — 240° , 100° — 280° , 160° — 340° .

10. Die Klüftung in der Vellachschlucht.

Während die Klüftmessungen in den bisher betrachteten Gebieten als Erfolg nicht unwillkommene Verfeinerungen unserer Feldaufnahmen brachten, versagten die Ausmessungen in den obertriadischen Gesteinen der Vellachschlucht zwischen Miklauzhof und Rechberg völlig. Die Klüfte fallen hier scheinbar wahllos nach allen Richtungen ein und die einzige ablesbare Regel scheint bloß die zu sein, daß die Klüfte in den gequälten Falten der Schichtplatten annähernd senkrecht auf den Schichtgrenzen stehen; das bedingt aber bei den nach allen Himmelsrichtungen zielenden Achsen der Faltungen ein Verflächen der Klüfte unter allen denkbaren Neigungswinkeln nach allen Richtungen der Windrose.

Wir haben schon einmal ein Versagen der Klüftmessung kennengelernt; dies tritt nämlich dort ein, wo die Zerteilung der Gebirgsmasse zu einer völligen Zerrüttung geführt hat. Dies mag z. T. auch für den vorliegenden Fall zutreffen; z. T. aber möchte ich die Ursache für das eigenartige Verhalten der Klüfte in der Vellachschlucht in einem anderen Umstande suchen.

Die Gebiete, die wir bisher auf ihre Klüfte untersuchten, besaßen einen jungen Bruchbauplan, der über einen älteren Faltungs- (bezw. Überschiebungs-)Bauplan gearbeitet war. Den jugendlichen Schichtverstellungen (Walmungen, Verbiegungen, brechenden lotrechten Bewegungen) haben wir die Klüfte dieser Gebiete zugeordnet. Am Nordrande der Karawanken aber stehen wir an einem Geländestreifen, längs welchem das ältere Gebirge in junger Zeit noch über Jungtertiär geschoben worden ist; vielleicht wandert die Faltenstirne der Karawanken heute noch langsam gegen Norden. Die Bewegungen mit vorwiegend wagrechter Teilrichtung sind von jenen mit vorherrschend lotrechter Teilrichtung noch nicht überwältigt worden. Darin dürfte meines Erachtens das Versagen der Klüftmessung in der Vellachschlucht hauptsächlich begründet sein.

Schlußfolgerungen.

Ziehen wir aus den bisher in den Ostalpen durchgeführten Klüftmessungen — von denen die vorstehenden Mitteilungen nur Proben geben können — Schlüsse, so können wir sagen, daß die Klüfte hier wohl vorwiegend Zerrungs- und Gleiterscheinungen sind. Wir pflichten in diesem Punkte Schwinner¹⁾ vollständig bei. Die Gleitbewegungen (Verschiebungen nach Schichtfugen und Schieferungsflächen) erzeugen die Bankungsklüfte (in der vorliegenden Arbeit nur gestreift) und rufen oft weitgehende Wanderungen von Massenteilchen hervor; so z. B. in den Falten. Die Dehnungen aber führen zum Aufreißen jener Klüfte, welchen in den vorstehenden Untersuchungen ganz besonders nachgegangen wurde.

¹⁾ Schwinner R., Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Zentralbl. f. Min. usw. 1924, Heft 15, S. 469—479.

Streichen der Klüfte		Richtungs- unterschied		Streichen der Klüfte		Richtungs- unterschied		Streichen der Klüfte		Richtungs- unterschied							
45	225	} 31°	} 73°	13	193	} 71°	} 117°	3	183	} 40°	} 114°						
76	256			84	264			43	223			} 74°					
118	298			130	310			117	297				} 36°				
152	332			33	213			153	333								
5	185	} 73°	} 136°	87	267	} 54°	} 82°	23	203	} 56°	} 99°						
78	258			115	295			79	259			} 28°					
141	321			149	329			122	302				} 34°				
1	181	} 52°	} 124°	57	237	} 28°	} 69°	26	206	} 35°	} 77°						
53	233			85	265			61	241			} 41°					
125	305			126	306			103	283				} 49°	} 90°	103	283	} 42°
				175	355			170	350						} 67°		
36	216	} 37°	} 112°	19	199	} 30°	} 103°	24	204	} 36°	} 95°						
63	243			49	229			60	240			} 73°					
138	318			122	302			119	299				} 33°	} 106°		119	299
				155	335												
11	191	} 59°	} 99°														
70	250			} 40°	} 75°												
110	290					} 35°											
145	325																

Es leuchtet ohneweiters ein, daß die Klüftung von der Gesteinsbeschaffenheit sehr stark abhängig ist; dies hat u. a. Lehmann¹⁾ betont. Man vergleiche da nur z. B. die regellose und ungemein kleinmaschige Zerhackung des Ramsaudolomits (Gesäuseberge!) mit den viel regelmäßiger zerklüfteten Kalken (Reiflinger-kalk, Dachsteinkalk). Dabei entscheidet nicht der gegenwärtige Grad der Sprödigkeit, sondern der Gesteinszustand zur Zeit der Auslösung der Spannungen; ich kenne z. B. in der Gemeinde Unterwald bei Ligist eine Quarzlinse (Restlösung eines Riesenkorngranitdurchbruches), welche deutliche, ebene, z. T. sehr scharfe Schnitte aufweist, die unmöglich sehr lange nach der gänzlichen Erstarrung der Kieselsäure gebildet sein können. Der Quarz muß in noch²⁾ halbweichem Zustande unter Druck gekommen sein.

In den meisten der bisher auf Klüftung untersuchten Alpengegenden sind die Klüfte der Ausdruck brechenden und biegenden Bauplanes (hier im Gegensatz zur Faltung gemeint). Darauf weist ihr steiles Einfallen und ihr mit bekannten Störungslinien gleichgerichteter Verlauf. Die lotrechten Verstellungen sind hier der mehr in der Tiefe vor sich gegangenen, wahrscheinlich mehr von Gleitklüften begleiteten Faltung nachgehinkt. Gewisse Kluftrichtungen tauchen gleich den entsprechenden Bruchlinien und Abbeugungsachsen an den entferntesten Punkten der Ostalpen auf; so, um nur ein Beispiel zu nennen, der Ost-südostabbruch der Hohen Wand (N. Ö.), in der Umgebung des Millstättersees. So ist über große Teile der Ostalpen ein Netz von Klüften gespannt, dessen Maschenfäden hier ungleiche Richtung zeigen, dort aber wieder einander gleichlaufen, nicht unähnlich dem krausen dichten Fädengewimmel einer zierlichen Häkelei. Man hat bisher, namentlich in Deutschland, die Klüftung in zu große Abhängigkeit von der Faltung bringen wollen. Ich glaube gezeigt zu haben, daß diese Anschauung für weite Gebiete der Alpen nicht gilt, will aber keinesfalls in das Gegenteil verfallen und jeden Zusammenhang zwischen

¹⁾ Lehmann K., Die Gesteinsklüfte des östlichen Harzvorlandes. Geologisches Archiv, Bd. I, Heft 1, 1923, S. 14 ff.

²⁾ Oder wieder (?).

Faltung und Kluftbildung leugnen. In gewissen Gebieten können und müssen Klüfte sicherlich beim Faltungsvorgange aufreißen; so sind z. B. gerade die Umbiegungsstellen von Mulden und Sätteln Orte stärkerer Zerrung.

Wir werden weiters, worauf meines Wissens zuerst Lehmann K. (a. a. O.) hinwies, in steiler gestellten Faltenstücken flacheres und in sanfter geneigteren Faltenausschnitten steileres Klüfteverflächen feststellen können. Dies dürfte aber meines Erachtens hauptsächlich nur für die vielen Fälle zutreffen, in denen Falten sich im freien Kräftespiel entwickeln können, wie z. B. bei oberflächennahem Bauplane. Ampferer und andere haben uns mit den schön geschwungenen Faltenwellen gewisser Gebiete der nördlichen Kalkalpen bekanntgemacht; abgleitende Schichtplatten nahmen solchen herrlichen Faltenwurf an; hier ist das Aufreißen von Zerrungsklüften ohneweiters möglich. Leider habe ich in den Kalkalpen noch viel zu wenig Kluftmessungen ausgeführt, um auch über solche Baupläne etwas aussagen zu können. Die Gesäuseberge z. B. sind allerdings, wie ich mich überzeugt habe, der Kluftmessung durchaus zugänglich; hier haben wir allerdings Schollen vor uns, die in jugendlicher Zeit sehr kräftig gehoben worden sind.

Für unmöglich aber halte ich es, daß uns Klüfte in Räumen erhalten worden sind, deren Schichten eine Faltung in größerer oder mittlerer Tiefe erlitten haben, wie z. B. im alpinen kristallinen Grundgebirge. Hier dürfte — und darin stimme ich mit Schwinner (a. a. O.) wohl im wesentlichen überein — die Faltung nicht durch wagrechtes Zusammenschieben der Schichten, sondern durch Gleitung entstanden sein. Rissen dennoch da und dort vorübergehend andere Klüfte auf, so wurden sie bald wieder geschlossen. Den Beweis für diese Auffassung des Faltungsvorganges in weiten Gebieten sehe ich erstlich in der überaus großen Zahl von Gleitzerrüttungen kleineren bis größten Stils und zweitens in der Art der Durchspritzung des Gesteins. Über ausgedehnte Räume sehen wir oft keinen einzigen Quergriff; alle Aplite-, Riesenkorngranit- und Pegmatitlinsen sind den Schieferungsflächen des Gesteins gleichlaufend eingeschichtet worden. Die Annahme einer durch Gleitung erfolgten weitgehenden Durchbewegung der Gesteinsmassen führt die Einspritzung von Dämpfen und Lösungen unserem Verständnisse näher; Hohlräume entstehen nämlich dabei vorwiegend in der Gleitrichtung und gestatten den Lösungen das Eindringen, die später dann zu Linsen erstarren; die Gleitflächen bilden dann weiters die Bewegungsbahnen, auf denen die Dämpfe und Restlösungen leichter vordringen können; ihnen gegenüber schließen die Gesteinsblättchen zwischen den Gleitflächen viel dichter ab. Die Bewegungen längs der Gleitflächen haben sich dann noch weiters dadurch abgebildet und verewigt, daß die Aplite und Riesenkorngranite uns heute in der Form von Aplitgneisen und Riesenkorngneisen vorliegen (z. B. im Teigitschgebiet und im Floning—Zöbererhöhzuge). Daß auch noch weit später auf diesen bereits vorgezeichneten Bahnen Bewegungen wieder auflebten, zeigen uns nachträgliche Zerbrechungs- und Zertrümmerungserscheinungen an den Riesenkorngneisen des Teigitschgebietes.

Die Faltung dieser eben erwähnten Gebiete war also im wesentlichen eine Gleitfaltung und Gleitfältelung, bei welcher nennenswerte Klüfte außer den Gleitklüften nicht aufbrachen. Die heutige Gesteinsklüftung ist in diesen Räumen eine jüngere und stammt aus der Zeit her, da diese Gebiete, nachdem sie früher hauptsächlich von Gleitspannungen beansprucht gewesen waren, anfangen, in die Höhe zu steigen und zum Gebirge aufzutauchen. Diese biegenden Bewegungen

waren es vorwiegend, die jetzt Raum gaben, und ohne solche raumspendende Vorgänge können wir uns ja Klüfte wohl nicht denken. Wir können auch sagen, der Faltenbau sei jetzt durch brechenden (biegenden) Bauplan abgelöst worden; dabei schließen wir die Schichtabbeugungen und -aufbiegungen immer mit ein, wenn es bei ihnen auch noch nicht zum völligen Entzweißen von Schollen gekommen ist.

Die Bruchklüfte¹⁾ — wenn ich sie im Gegensatz zu den Faltungsklüften vorläufig so nennen darf, um verständlicher zu sein — scheiden sich dann wieder in Gleit-, Längs-, Quer- und Schrägklüfte.

Die ersteren zeigen sich in Gebieten mit brechendem Bauplan im allgemeinen viel seltener als dort, wo Faltung und Überschiebung vorherrschen. Sie stellen sich in Schollengebieten aber mit Notwendigkeit dort ein, wo örtliche Gleitbewegungen infolge Abbeugungen oder Aufpressungen auftreten müssen. So z. B. auch in den beiden Schenkeln von „Kofferfalten“, vorausgesetzt, daß diese in unserem Falle vorherrschend lotrechter Bewegungen durch sie und nicht durch wagrechten Druck entstanden sind. Die Gleitklüfte fallen nicht immer strenge mit den Schicht(Schieferungs-)flächen zusammen, sondern bilden mit ihnen oft sehr spitze Winkel.

Ungemein häufig sind die Längsklüfte. Sie folgen dem Schichtstreichen oft so treulich, daß man zum Messen des Schichteinfallens ohne großen Fehler den Kompaß an ihre Fläche anhalten kann. Ihre Richtungstreue erklärt sich bei Aufbiegungen und Abbeugungen ohneweiters; wieso sie auch bei Sprüngen so hartnäckig auftritt, wird weiter unten durch die mannigfachen Wechselbeziehungen zwischen Faltung (Überschiebung) und brechendem Bauplane noch kurz zu erläutern sein.

Auch die Querklüfte stehen meist in enger Beziehung zur Lage der Schichten im Raume; sie streichen dann ungefähr in der Richtung des Schichtverflächens. Dies sagt wohl nichts weiter aus, als daß die Schollen häufig in ihren Umrissen Rechtecken mehr oder minder nahe kommen.

Die Schrägklüfte werden meist Mohr'sche Linien genannt und sollten deshalb miteinander einen rechten Winkel einschließen; wie die beiden Übersichten zeigen, tritt dies manchenmal ganz zufälligerweise ein; meist sind aber die Abweichungen — auch Schwinner (a. a. O.) betont dies — ganz erhebliche und durch den Gesteinstoff allein nicht zu rechtfertigen. Übrigens können in den von uns ja fast ausschließlich betrachteten Gebieten brechenden Bauplanes die Schrägklüfte keine eigentlichen Mohr'schen Linien sein, da sie ja unserer Annahme gemäß durch lotrecht gerichtete Spannungen erzeugt wurden. Treten in unseren Gebieten wirklich Mohr'sche Linien auf, dann müssen wir sie unter jenen Bruchklüften suchen, deren Flächenwinkelschenkel miteinander rund 90° einschließen; diese Schenkel liegen aber, der Richtung der Spannung entsprechend, in einer annähernd lotrechten Ebene. Wir haben nun bei unseren Klufmessungen gesehen, daß die Klüfte im allgemeinen sehr steil einfallen und im Durchschnitte Flächenwinkel miteinander einschließen, die ziemlich stark von 90° abweichen; nur eine verhältnismäßig geringe Anzahl von ihnen weist tatsächlich (wohl zufällig!) Klufflächenwinkel von rund 90° auf. Viel wahrscheinlicher ist es, daß auch die sogenannten Schrägklüfte nur die Begrenzungslinien der einzelnen Schollen nachahmen, also Begleiter von Brüchen oder Aufbiegungsrändern sind; solche Aufbiegungslinien dürften z. B. im Teigtischgebiete vielfach für den Verlauf von Schrägklüften bestimmend gewesen sein.

In manchen Fällen — Erfahrungen hierüber konnte ich ziffermäßig bisher noch nicht sammeln — mögen Schnitte auch Blattverschiebungen gleichlaufen und ihnen dann zuzuordnen sein. Solche Blattklüfte tragen fast durchwegs sählig verlaufende Rutschstreifen; man muß in zweifelhaften Fällen ihre Natur aber noch aus anderen Kennzeichen zu erschließen suchen, da wagrechter Verlauf der Rutschrillen auch sonst nichts gerade Seltenes ist.

Ich will nun den Versuch wagen, die Häufigkeit der Längsklüfte zu erklären. Ich denke da in erster Linie an die oft überaus innigen örtlich-räumlichen und vielfach auch zeitlichen Zusammenhänge zwischen „Faltungen“ (Überschiebungen) und Schollenstellungen oder mit anderen Worten: zwischen vorwiegend wagrechten und überwiegend lotrechten Schollenbewegungen. So streichen, um nur ein einziges Beispiel

¹⁾ Besser: Die Klüfte in Gebieten mit brechendem Bauplane.

anzuführen, Aflenzer Senkungstreifen, Mürztaler Tiefenfurche und die „Falten“ des Rennfeld—Muglntzes sowie der Floning—Zöbererhöhkette einander annähernd gleich. Wir stehen da vor innigen, ursächlichen Zusammenhängen zwischen „Faltung“ und Brechung. Vielleicht ließe sich zum Unterschiede von der echten Gleitungsfaltung die „Faltung“ mancher oberflächennaher Gebiete auch folgendermaßen erklären: Lotrechte Aufbuckelungen und Aufwalmungen nach Art der Kofferfalten (aber ohne Mitwirkung wagrechter Kräfte entstanden) wellen zuerst die Schichtstöße auf; es entstehen annähernd spiegelbildlich gebaute „Falten“. Schmelzflüsse drängen von unten in alle dabei entstehenden Hohlräume nach und gießen sie aus. Da und dort kommt es zum Zerbrechen der Aufbeugungsschenkel. Der ganze Erdstreifen wird durch die vorangegangene Wellung, die Zerlegung in Blöcke und das Eindringen von Schmelzflüssen samt ihrem Anhang beweglicher und für wagrechte Verschiebungen empfänglicher. Diese lassen auch — geologisch gesprochen — nicht zu lange auf sich warten. Die „Falten“ legen sich (man vergleiche auch eine ähnliche, aber anders begründete Anschauung Schwinnners a. a. O.) langsam über und arten in fortwährender Gleitbewegung in Überfaltungen und Überschiebungen aus. Die von Petraschek¹⁾ wiederholt hervorgehobene Einseitigkeit vieler Braunkohlenmulden in unseren Alpen fände so ihre zwanglose Erklärung. Und was wahrscheinlich heute noch vor unseren Augen mit den tertiären Ablagerungen geschieht, das hat vor Jahrtausenden in ganz ähnlicher Weise die Gosau über sich ergehen lassen müssen; Ampferer hat uns hierfür viele schöne Beispiele vorgeführt und von Kerbwirkung gesprochen. Inwieweit das Aufwogen und das Vorwärtsschieben der Geländestreifen auch zeitlich zusammenfallen kann, darüber will ich mich diesmal nicht äußern; es könnten beide Arten von Bewegungen auch grundsätzlich zusammengehören und nur zeitweise die eine, zeitweise die andere überwiegen. Man könnte sich schließlich auch vorstellen, daß lotrecht gerichtete Kräfte sich im Laufe der Zeit umlegen, bis sie endlich annähernd söhlig wirken; dann könnte wieder ein Zurückpendeln der Kräfte stattfinden; stets aber ändern sich dann die lotrechten und die wagrechten Teilkräfte ihrer Größe nach, wenn wir die um eine lotrechte Mittellage herumschwankende Kraft zerlegen wollen.

Wie immer dem auch sein möge, die oberwähnte Vorstellung widerspricht keineswegs der Unterströmungslehre (Ampferer, Schwinner), ja sie fände durch sie erst ihre Grundlage und Daseinsmöglichkeit; denn mit der Zusammenziehungslehre läßt sie sich kaum vereinbaren.

In einer früheren Arbeit²⁾ habe ich darauf hingewiesen, daß sich die Alpen nach der Hauptzeit der Faltungen und Überschiebungen gewaltig emporgehoben haben. Jeder aufwärts bewegte Erdstreifen muß daher, weil die Bogen in weiterem Abstände vom Kreismittelpunkte länger sind als bei kleinerem Halbmesser, gewissermaßen beim Auftauchen die Fühlung mit den Nachbarstreifen verloren haben. Hebung bedeutet ja Raumgewinn, nicht nur nach unten, sondern auch nach den Seiten; Hebung bedeutet Zerrung. Wo nicht Schmelzflüsse aufdringen, muß die unvermeidlich entstehende Lücke anders geschlossen werden. Noch während des Entstehens des freien Raumes sinkt z. B. eine Keilscholle zwischen den Hebungsgeländen in die Tiefe und zwar vermutlich ungefähr ebenso weit als die Nachbarn sich höher schalten. Hebungsgürtel und Senkungstreifen bedingen sich somit gegenseitig und gehören unzertrennlich zusammen; man betrachte unter diesem Gesichtswinkel die Senkungstreifen unserer Alpenlängstäler, die Niederung des Klagenfurter Beckens und die dazwischenliegenden Hebungstreifen! Wie breit die Tiefenfurchen ausfallen, hängt nicht von der Stärke der Hebung, sondern davon ab, welche Räume die emportragenden Strömungen im Innern für die Senkungsgürtel frei lassen. Wie im Querschnitte, so müssen solche Ein-

¹⁾ Petraschek W., Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Berg- und Hüttenm., Jahrbuch Bd. 73, 1924.

²⁾ Stiny J., Hebung oder Senkung.

senkungen sich auch im Längsschnitte der Ostalpen einstellen; doch ist die Erscheinung hier nicht so klar und vielleicht auch nicht so eindeutig. Immerhin aber können wir auf den Tiefenstreifen des Lavanttales — wenn man das Hauptgewicht auf das Schichtstreichen legen würde, allerdings mehr eine Längsfurche —, die Neunarkter Senke, die Katschbergeintiefung, die Brennerfurche und viele andere Beispiele verweisen.¹⁾

Die lotrecht bewegten Schollen und Blöcke werden dann gelegentlich wieder von wagrechten Schiebungen erfaßt. In förmlichem Reigenspiele haben solche abwechselnde Ereignisse die Geschichte der Ostalpen belebt. Schwinner²⁾ und andere haben bereits wiederholt und nachdrücklich darauf aufmerksam gemacht, wie sehr spätere Bewegungen meist wieder den Bahnen folgen, die schon ältere Vorgänge eingeschlagen haben. Wo früher vielleicht eine Aufwölbung bestand, kann sich im Laufe der Zeit eine liegende Falte, eine Überschiebung, eine Tiefenmulde, eine echte Verwerfung usw. entwickeln; immer aber ist längs solchen Linien „etwas los“, was sie von der Umgebung abhebt und in sich als Weiterbildung von Bestehendem und Anknüpfung an Vergangenes aufgefaßt werden kann. In diesem Sinne kann man von einer ewigen Jugendlichkeit der Baupläne sprechen; schiebende und hebende Bewegungen lösen sich im Wechselspiele ab und greifen wohl auch ineinander.

Damit soll freilich nicht gesagt sein, daß nicht da und dort auch ein gewisses Steiferwerden der Bewegungen, ja sogar eine förmliche Erstarrung eintreten kann. Sicherlich waren in vielen Gebieten anfänglich die wagrechten Teilbewegungen weitaus lebhafter als später; welche Umstände zu einem allmählichen Erlahmen der Schiebungen führen, wird noch zu klären sein; Tatsache ist, daß in weiten Gebieten der Erde heute hauptsächlich nur mehr lotrechte Bewegungen und keine umfangreicheren Gleitungen mehr vor sich gehen; eine „starre Masse“ („Urscholle“) liegt dann vor uns, die sich noch hebt und senkt, aufbuckelt und einmuldet, in der aber größere wagrechte Verschiebungen gleitender Natur nicht mehr vor sich gehen; damit ist allerdings noch nicht gesagt, daß auch Wegener'sche Blocktriftungen unmöglich wären.

Mit solchen Überlegungen kann vielleicht nach dem derzeitigen Stande unserer Kenntnisse von den Klüften der Aufnahmsgeologie an die Messung der Gesteinschnitte herantreten. Die planmäßige Erforschung der Klüftung in den Ostalpen, wozu hier nur eine bloße Anregung und keinesfalls etwas Abschließendes geboten werden konnte, ist meines Erachtens von hoher Bedeutung für die weitere Verfeinerung und den Ausbau unserer Aufnahmeverfahren. Der raschen Ausbreitung der Klüftmessung in unseren Alpen dürfte freilich der Umstand etwas hinderlich sein, daß sie dem ohnedies schon schwer mit den verschiedensten Untersuchungen belasteten Geologen neue Zeitopfer aufhalst. Meines Erachtens darf uns das aber von der Klüftaufnahme nicht abhalten.

¹⁾ Vgl. auch Ampferer O., Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921, Bd. 71, S. 81 ff.

²⁾ Schwinner Robert, Die Niederen Tauern. Geologische Rundschau, Bd. XIV, 1923.

Denn die Gesteinschnitte enthüllen dem Aufnahmegeologen den Bau des Gebietes besser, als das Streichen und Fallen, das der Geologe bisher meist allein beobachtet hat; besonders in an sich schlecht aufgeschlossenen Gebieten führen sie den Geologen sicherer als die bloße Lage der Schicht im Raume; sind sie doch das Heergefolge größerer Störungen im Gebirgsbaue, die sie aufsuchen und verfolgen helfen, etwa so, wie Scharen kleinerer Vögel den Jäger oft aufmerksamer machen auf den großen, stolzen Räuber, der, von ihnen umkreist, seine Bogen zieht. Die Klüfte sind (namentlich in Gebieten mit brechendem Bauplane) die Feinbewegungsfolgen, die sich den gröberen Schichtverstellungen zuordnen und sich zu ihnen summieren.

Hohe Bedeutung haben die Klüfte und ihre Beobachtung für den Ingenieurgeologen, dem sie die geologische Vorhersage erleichtern. Dem Ziele seiner Aufnahmen gemäß muß der Ingenieurgeologe nicht bloß die Lage der Klüfte im Raume, sondern auch ihre gegenseitigen Abstände beobachten und engständige und weitständige Klüftung auseinanderhalten; vom Kluftabstande hängt ja die Lösbarkeit, Bearbeitbarkeit und Standfestigkeit des Gesteins in hohem Grade ab. Diese technischen Eigenschaften des Felsens werden ja in weitgehendem Maße durch den Umfang der Zerstörung bedingt, welche die Klüfte angerichtet haben. Dabei wird der Ingenieurgeologe ebenso wie der Geländeformenkundler seine Aufmerksamkeit auch auf die in vorliegender Arbeit mehr erwähnten als untersuchten Gleitzerrüttungen richten; die Gleitungsklüfte sind häufig, wie z. B. im Teigitschgebiete, mit stärkerer Gesteinszertrümmerung verbunden als die übrigen Klüfte; das Übereinandergleiten mächtiger Schichttafeln hat eine mehr oder minder dicke Felsplatte zu Trümmern zerrieben, während ihre Nachbarn im Liegenden und Hangenden nur mehr oder minder aufgeborsten und nach Richtungen senkrecht zur Gleittafel zerlegt sind. Daß solche grobe Gleitbewegungen ganzer Schichtstöße auch rein örtlich an Auf- oder Abbiegungen geknüpft sein können und nicht immer mit dem Mischen von Karten verglichen werden müssen, wurde bereits gestreift.

Bei der Kluftmessung im Felde kann vielleicht folgender Vorgang empfohlen werden. Der Aufnahmegeologe sucht, wie auch sonst üblich, tunlichst bald einen Überblick über den Bauplan der Gegend zu gewinnen. In Schollengebieten mißt man dann z. B. in jedem besseren Aufschlusse für sich getrennt so viele Klüfte als möglich; außer Betracht bleiben die ganz regellosen, bei vollständiger Zertrümmerung des Felsens und Auflösung in kleine Bruchstücke entstehenden Schnittflächen. Im übrigen mißt man je mehr Klüfte, je besser ein. Lehmann (a. a. O.) hat nach meinem Geschmacke zu wenig Klüfte gemessen, nämlich durchschnittlich nur 15 und höchstens 21 in einem einzigen Aufschlusse. Bei jeder Kluft merkt man im Tagebuch an, ob sie eben, windschief, kurz oder weitlaufend geraten ist; besonders weithin streichende, gerade Schnitte werden entsprechend hervorgehoben; wo Rutschstreifen oder sonstige Zeugen der Bewegungsvorgänge sichtbar sind, werden sie vermessen und kurz beschrieben. Die erhobenen Werte vereinigt man zu Hause in einer Übersicht; ihre Ausgestaltung (vgl. einige der hier abgedruckten) hängt vom Zwecke der Aufnahme ab; will man grund-

legende Untersuchungen anstellen, so kann man in der Trennung nach Klassen usw. kaum zu weit gehen; je mehr es sich aber um bloße Aufnahmen zwecks Herstellung einer geologischen Karte handelt, desto mehr kann man die Übersicht dadurch vereinfachen, daß man die Klassen vergrößert; so kann es beispielsweise für manche Fälle völlig ausreichen, drei Klassen für Kluftneigungswinkel zu bilden (kleiner als 30° , von 30° bis 60° und über 60°). Für die Neigung und Streichrichtung der Schnitte bildet man dann auf bekannte Weise das arithmetische Mittel. Die Kluftrichtungen lassen sich auch zeichnerisch in einer Kluftrose (vgl. Abb. 1 bis 3) wiedergeben. Reicht der Maßstab der Aufnahmekarte dazu aus, dann trage man die Kluftrichtungen auch in sie ein; dadurch gewinnt man den besten Überblick über die Verteilung gewisser Richtungen in einem Gebiete und wird auf vorhandene Störungen usw. leichter aufmerksam. Wichtig ist die Eintragung der Kluftstreichen in das Kartenbild namentlich bei technisch-geologischen Aufnahmen. Vergleicht man die auf diese oder ähnliche Weise erhaltenen Kluftmessungsergebnisse untereinander und mit den sonstigen Ergebnissen der Aufnahme und wertet sie prüfend aus, dann gewinnt man nicht bloß Anhaltspunkte für die schärfere Verfolgung vorhandener Störungslinien, sondern auch für die Begrenzung benachbarter Blöcke und für die Lösung so mancher anderen, theoretisch wie praktisch wichtigen geologischen Fragestellung.

Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau.

Von H. Limbrock.

(Mit 8 Textfiguren.)

Das in nachstehendem zu besprechende, von der Donau durchbrochene und prächtig erschlossene Gebiet bildet mit dem niederösterreichischen Waldviertel eine geologische Einheit.

Während nun letzteres durch die langjährigen Arbeiten Beckes und seiner Schüler, sowie durch die Forschungen F. E. Sueß an der Grenze gegen das von ihm benannte Moravikum in geologisch-petrographischer Hinsicht so gut bekannt ist wie wenige kristaline Areale unserer Erde, kann bei weitem nicht das gleiche gesagt werden von dem Gebiete weiter nach Westen bis zum Granitbatholithen Donau-Moldau-Wasserscheide.

Wohl berichtet F. E. Sueß an verschiedenen Stellen, vornehmlich in seinem „Bau und Bild von Böhmen“ über diese, wie er sie nennt, Zone biotitreicher Gneise, doch nur im allgemeinen und in großen Zügen. Von eingehenden Beobachtungen dagegen liegt außer unserer unlängst erschienenen Arbeit über Granulitvorkommen in dieser Gegend (27) und einer kleinen Schrift von untergeordneter Bedeutung von Klaes (22) über einige Ganggesteine aus dem Lojatal¹⁾ kaum etwas vor, es sei denn, daß man die überaus interessanten, anscheinend so wenig beachteten Spezialuntersuchungen Hinterlechners (13) in der nördlichen Fortsetzung unseres Gebietes, besonders in der Gegend von Deutschbrod, hierin rechnen will.²⁾

Unsere Gegend darf somit in geologisch-petrographischer Beziehung als ein noch jungfräuliches Gebiet betrachtet werden, und als ein vielversprechendes Feld wissenschaftlicher Betätigung, das sicher noch reiche Früchte geologischer und petrographischer Erkenntnis zeitigen wird.

Wenn wir nun versuchen, die auf drei- bis vierwöchigen Erkundigungstouren gemachten Beobachtungen zusammenzustellen — ein Teil derselben wurde in unserer Granularbeit wiedergegeben — so brauchen wir nicht erst zu erklären, daß es sich dabei um keine erschöpfende Darstellung der geologisch-petrographischen Verhältnisse handeln kann, zumal wenn man im Auge behält, daß im Waldviertel jahrzehntelang

1) Leider sind die derzeitigen Aufschlüsse im Lojatal wieder verschüttet und verwachsen, so daß eine Nachprüfung nicht möglich war. Auf einige Fehler in der Beobachtung werden wir zu sprechen kommen.

2) Becké berichtet noch in einer Notiz über einen von Pichler gefundenen Granophyr (3).

gearbeitet werden konnte, ohne daß dadurch das Gebiet, sowohl was Einzelheiten als auch was Problemstellung angeht, erschöpft wurde. Was wir vor allem bei unserer Darstellung bezwecken, ist, die gemachten Einzelbeobachtungen zu einem hinreichend übersichtlichen Bilde zu vereinigen, das uns nicht nur in den Stand setzt, die Genesis unseres Gebietes zu verfolgen, sondern auch erkennen läßt, wie sich dasselbe organisch in den Rahmen dessen einfügt, was man als böhmische Masse zu bezeichnen gewohnt ist.

L. Der Granitbatholith der Donau-Moldau-Wasserscheide.

Unter den zahlreichen Granitaufbrüchen innerhalb der böhmischen Masse steht seiner Größe und Bedeutung nach mit an erster Stelle der sogenannte muldanubische Batholith, der sich von Windig Jenikau in Mähren in fast nordsüdlicher Richtung bis an die Donau hinzieht. Hier hiegt er bei Sarmingstein nach der bisherigen Auffassung um nach West-Nord-West, wo er sich über Oberösterreich und den südlichen Bayrischen Wald bis in die Gegend von Regensburg erstreckt. Daß dieser Granitbatholith aber keine einheitliche Masse darstellt, wenigstens nicht an der Oberfläche, war eigentlich schon längst bekannt, wird er doch an zahlreichen Stellen durch Einschaltungen von Gneis unterbrochen. Für den südlichen Bayrischen Wald haben neuestens Cloos und seine Mitarbeiter unzweifelhaft dargetan, daß dort der Granit, sowohl was seine Mächtigkeit als auch was seine Lagerungsform angeht, absolut nichts mehr mit einem Batholithen gemein hat und man darf äußerst gespannt sein, was diesbezügliche planmäßigere Untersuchungen in der weitem Umgebung unseres Gebietes an neuen Kenntnissen zutage fördern werden. Das gleiche gilt auch von den vielen kleineren und größeren Granitmassen in dem weiten Raume zwischen dem mittelhöhmischen und dem Eisengebirge im Westen und Norden einerseits und der moravischen Zone im Osten anderseits, die wahrscheinlich alle gleichen Alters und einheitlicher Entstehung sind.

In der Gegend von Sarmingstein nun scheinen die Verhältnisse ziemlich einfach zu liegen. Durch den tiefen Einschnitt der Donau, die zwischen Grein und Sarmingstein im berühmten und von den Schiffern früher so gefürchteten Strudel in der Hauptsache von Westen nach Osten fließt, ist der Granit gut aufgeschlossen, während durch den Bau der Donauuferbahn frisches Gestein in Menge angeschnitten wurde; was wir hier finden, sind zwei Arten von Granit, der eine, ältere, ist ein porphyrischer, der andere, jüngere, ein normalkörniger.

I. Der Kristallgranit.

Die Hauptmasse des Gesteins bildet ein äußerst großporphyrisch ausgebildeter Kristallgranit mit großen Kalifeldspaten, meist Karlsbader Zwillingen, die bis zu 14 *cm* messen. Die Grundmasse ist dementsprechend nicht grobkörnig zu nennen; sie ist vielfach sehr normal. Gegen den Rand zu werden die porphyrischen Einsprenglinge kleiner und seltener und verschwinden stellenweise fast ganz. Das Gestein hat dann im frischen Zustande einen schwachbläulichen Ton. Seitliche Druckwirkungen,

die sich etwa durch parallele Einstellung der Kristalle bemerkbar machten, wurden nicht wahrgenommen. Wo sich so etwas wie Paralleltexur zeigt, die vereinzelt bis zur Fasergranitbildung geht, scheint sie, wie wir noch sehen, anderen Ursachen ihre Entstehung zu verdanken. Zu letzterer Auffassung kommt man vor allem durch die Betrachtung der randlichen Mischzonen zwischen Hirschenau und Isperdorf, die den konkordanten Kontakt gegenüber den Schiefergneisen bilden; desgleichen durch das Studium großer, im Granit schwimmender Schieferschollen, die selbst stark mit granitischem Material durchdrängt sind und in deren Umgebung der Kristallgranit oft eigentümlich dunkel und schlierig wird.

Auffallend ist das verhältnismäßig sehr seltene Auftreten von aplitischen und pegmatitischen Adern und Gängen innerhalb des Massivs, während darin die lamprophyrischen Spaltungsgesteine, wenigstens in dem in Rede stehenden Gebiet, gänzlich zu fehlen scheinen. Das ist um so beachtenswerter, als gang- und lagerförmig auftretende Gesteine saurer und basischer Natur in den anschließenden Schieferzonen, wie wir noch sehen werden, eine außerordentliche große Verbreitung haben.

Die mikroskopische Untersuchung des Kristallgranits ergab im wesentlichen folgendes Bild: bei mittelkörniger Struktur nimmt an der Zusammensetzung teil Biotit, Plagioklas, Quarz und wenig Kalifeldspat. Der Biotit, von gelber bis brauner Farbe, enthält als Einschlüsse Apatit und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Letztere Mineralien finden sich neben etwas Eisenerz als kleine Kriställchen auch sonst im Gestein. Öfters ist der Biotit in parallelen Streifen zu Chlorit umgewandelt, teilweise mit Ausscheidung Titanit.

Der Plagioklas kommt in zwei Generationen vor, indem kleinere Kristalle von wenig stärkerer Lichtbrechung und ganz verschiedener Orientierung von größeren Kristallen umschlossen werden. Durch Vergleich der Lichtbrechung mit Canadabalsam und Quarz sowie durch die Auslöschungsschiefe von $15^\circ \perp a$ gibt er sich als Oligoklas-Andesin zu erkennen. Vereinzelt findet man auch Kristalle mit etwas basischerem Kern. Auffällig sind nicht selten auftretende myrmekitartige Verwachsungen von zwillingslamelliertem Plagioklas mit Quarz, ähnlich denen, wie Schwenkel sie aus den Eruptivgneisen des Schwarzwaldes abbildet, die in keiner Beziehung zum Kalifeldspat zu stehen scheinen. Die Quarzeinschlüsse nehmen auch wohl die Form von mikropegmatitischen oder schriftgranitischen Verwachsungen an. Die letzte Ausfüllung bildet der Quarz, der des öfteren Druckwirkungen erkennen läßt, während Kalifeldspat im Schliff nur spärlich auftritt. Es hat den Anschein, als ob die Kalifeldspatsubstanz bei der Bildung der großen Einsprenglinge bereits verbraucht war. Darauf deutet das reichlichere Vorkommen dieses Minerals in der Grundmasse der oft beinahe rein körnigen Gesteine der Randzone, in denen, wie bereits erwähnt, die Einsprenglinge manchmal fast ganz verschwinden, an deren Zugehörigkeit zum Hauptgestein aber wegen der zu beobachtenden Übergänge nicht gezweifelt werden kann. Durch diese Zunahme des Mikroklin sowie durch das vereinzelt Erscheinen von primärem Muskovit leiden sie über zu den unter ganz anderen Bedingungen auftretenden körnigen Graniten.

2. Der körnige Granit.

Dieser Granit von mittlerer Form ist bestimmt jünger als der besprochene Kristallgranit. Das nicht sehr quarzreiche Gestein mit ziemlich gleichmäßig verteiltem Glimmer ist licht und hat in frischem Zustande einen schwach bläulichen Ton. Beide Glimmer kommen darin vor, obwohl der Kaliglimmer makroskopisch nicht besonders auffällt. Gewöhnlich bildet dieser Granit nur mehr oder weniger mächtige Gänge. Sie scheinen von Kluftsystemen unabhängig zu sein, da sie sich in meist gewundenen Formen bald horizontal hinziehen, bald schräg oder gar steil emporsteigen. Manchmal zeigen sie gegen den Kristallgranit ein pegmatitisches Salband. Dergleichen Gänge kann man des öfteren beobachten an den schönen Aufschlüssen längst der Donauuferbahn. An einer Stelle, auf der Höhe nördlich von Sarmingstein, tritt dieser Granit in größeren Massen auf, und wird hier als Pflasterstein abgebaut. Manchmal führt er als Einschlüsse kleinere und größere Brocken des Kristallgranites sowie eines Fasergranites mit größeren, oft zu Augen ausgezogenen Feldspaten, wie er sonst in dieser Ausbildung nicht beobachtet wurde. Eigentümlich scharf ausgebildete, mehr oder weniger horizontal und senkrecht dazu verlaufende Klüfte sind mit einem dünnen pegmatitischen Belage bekleidet.

Im Dünnschliff zeigt dieser Granit eine rein körnige, kaum irgendwie gestörte Struktur.

Der Kalifeldspat, der mit Quarz die letzte Ausfüllung bildet, ist Mikroklin mit sehr schöner Gitterlamellierung. In untergeordnetem Maße macht sich eine unregelmäßige perthitische Verwachsung mit Plagioklas bemerkbar. Da der Mikroklin zum großen Teil mit Quarz zugleich auskristallisierte, so umschließt er wie dieser die übrigen Mineralien, die zum Teil darin schwimmen. Feine Quarzstengel deuten eine schwache schrittgranitische Verwachsung an. Randlich tritt in ziemlich reichem Maße eine sehr zarte Myrmekitbildung auf, während eingeschlossene Plagioklase oft ganz von Quarzstengeln durchwachsen sind. Sie mögen die im Schnitt getroffenen randlichen Partien des Plagioklases gegen den Mikroklin darstellen.

Der Quarz, der gegenüber dem Mikroklin an Menge zurückzutreten scheint, ist klar und schwach undulös. Er bildet gewöhnlich größere zusammenhängende Partien, die aber durch Druck zerlegt und in sich wieder verzahnt sind.

Der Plagioklas ist gewöhnlich zonar gebaut. Bald gehen die einzelnen Zonen kontinuierlich ineinander über, bald lassen sie auch schärfere Absätze erkennen, die sich durch Unterschiede in der Lichtbrechung bemerkbar machen. Nach verschiedentlichen Messungen an gut orientierten Schnitten a und c besteht der Kern aus Oligoklas-Andesin, während der Rand bis zum Albit reicht. Die albitreichen äußeren Zonen sind besonders gegen Mikroklin unregelmäßig begrenzt. Im Innern sind die Kristalle oft getrübt durch Ausscheidung von Glimmer- und Epidotmineralien, wobei die ersteren manchmal bestimmte Richtungen hevorzugen.

Der Biotit, mit Pleochroismus von dunkelbraun bis schwach grünlichgelb, ist häufig parallel verwachsen mit Chlorit, wahrscheinlich als

Produkt einer Umwandlung längs den Spaltflächen, wofür die Ausscheidung von Titanit spricht. Daneben scheint auch Baueritisierung vorzukommen, wenn man nicht an parallele Verwachsungen mit Muskovit denken will.

Der Muskovit, welcher gegenüber dem dunklen Glimmer zurücktritt, formt meistens gedrungene Kristalle. Dieselben ragen nicht selten in den Biotit hinein, was auf eine ziemlich gleichzeitige Bildung schließen läßt.

Als Nebengemengteile kommen die gewöhnlichen vor, Apatit, Zirkon und wenig Eisenerz.

Danach ist das mikroskopische Strukturbild das folgende: Nach Ausscheidung der Übergemengteile bildeten sich Biotit und Muskovit, die die ersteren einschließen. Darauf folgt der Plagioklas, der anfangs andesinreicher zur Ausscheidung kam, aber allmählich immer saurer wurde, bis in den unregelmäßigen Randzonen die Plagioklassubstanz verbraucht war. Die Plagioklasse waren im wesentlichen bereits fertig, als der Mikroklin kristallisierte. Ihm folgte sogleich der Quarz, der mit ihm zusammen die Ausfüllung bildet, während die Myrmekitbildung in die letzten Stadien der Verfestigung fallen mag.

In welchem genetischen Verhältnis dieser körnige Granit zum Kristallgranit steht, ob er vielleicht aufzufassen ist als mehr oder weniger gleichwertiger, unter andern physikalischen Bedingungen erstarrter Nachschub, ist nicht sicher auszumachen. Die Ähnlichkeit zwischen diesem und der nicht porphyrischen Abart des Kristallgranits scheint für eine genetische Verwandtschaft zu sprechen. Jedenfalls war der Kristallgranit noch heiß, so heiß, daß sich noch keine orientierten Klüfte bilden konnten und die Kristallisation des körnigen Granits sich auch in den weniger mächtigen Gängen kaum anders vollzog, als in der größeren, oben besprochenen Masse.

Eigentlich sollte sich an die Besprechung des Granits sogleich die der Mischgesteine anschließen, geht doch die innige Vermengung von Granit und Schiefer in den Randzonen teilweise so weit, daß man solche Gesteine als durch magmatische Spaltung entstandene fazielle Ausbildung des Granits ansehen möchte, wenn nicht die beobachteten Verhältnisse zu anderen Erklärungen drängten. Wir ziehen es daher vor, dieselben bei der Behandlung der Gneise zur Sprache zu bringen.

3. Die Ganggranite.

Unter Ganggraniten verstehen wir hier im allgemeinen sehr feinkörnige Granite, wie man sie nicht selten in den Schiefergneisen findet, die sich an den konkordanten Granitkontakt anschließen. Man beobachtet sie bis nach Weins, d. i. etwa 4 bis 5 Kilometer von der Grenze des Massivs, während sie darüber hinaus donauabwärts, wenigstens in dieser Ausbildung nicht mehr vorzukommen scheinen.

Abgesehen von dem feineren Korn unterscheiden sich diese Granite auch mikroskopisch betrachtet wenig von den oben besprochenen körnigen. Hier wie dort mehr oder weniger dieselbe mineralogische Zusammensetzung mit beiden Glimmern, Mikroklin und starker Myrmekitbildung, während der Plagioklas ein wenig saurer zu sein scheint und

die Druckwirkungen am Quarz zum Teil auch am Feldspat sich etwas stärker bemerkbar machen.

Von welchem Granit die besprochenen Gesteine die in die Gneiszone übergreifenden Apophysen bilden, ob von dem Kristallgranit oder von dem jüngern gleichmäßig körnigen, wird schwer zu entscheiden sein. Nach den obengeschilderten Verhältnissen wäre beides möglich. Wenn man sich jedoch die Tatsache vor Augen hält, daß sie die Injektionsgneise, die sie des öfters quer durchsetzen, bereits gebildet vorfanden, so möchte man sich für den jüngeren Granit entscheiden.

Von den besprochenen Ganggraniten verschieden, treten in weiterer Entfernung von der Massivgrenze granitähnliche Gangbildungen auf, die schon zu den Spaltungsgesteinen zu rechnen sind. Da sie mit Alsbachiten in Verbindung stehen, bzw. in solche übergehen, so sollen sie mit diesen behandelt werden.

4. Das granitische Gangfolge.

Auf den Gegensatz zwischen dem Granitmassiv und der anschließenden Gneiszone in bezug auf das gangförmige Auftreten von Produkten der magmatischen Spaltung wurde bereits hingewiesen: außerordentliche Armut oder gänzlich Fehlen dort, demgegenüber hier eine um so größere Verbreitung und Mannigfaltigkeit in chemischer sowohl als auch in struktureller Ausbildung.¹⁾ Und wenn auch zugegeben werden muß, daß bestimmte Gesteinstypen gewisse Zonen innerhalb der Gneisformation bevorzugen und daß zweifellos gegen das Granitmassiv eine Zunahme der Ganggesteine nicht zu verkennen ist, so steht es doch ebenso fest, daß dieselben Gesteine, die in unserem Gebiet vorkommen, noch weit entfernt von der oberflächlichen Grenze des Granits angetroffen werden. Man findet sie nämlich bis zur Grenze gegenüber dem Moravikum, das ist im Kamptal (7, S. 212).

5. Die aplitischen und pegmatitischen Gesteine.

Die ältesten sowohl als auch die quantitativ bedeutendsten granitischen Spaltungsprodukte stellen ohne Zweifel die aplitisch-pegmatitischen Gesteine dar. Sie treten selten in irgendwie mächtigen Gängen als Kluffüllung auf. Dafür durchschwärmen sie förmlich die ganze weite Gneiszone in unzähligen kleineren und größeren Adern (Adergneise) und allerfeinsten Äderchen (Mischgneise). Wo nur bei den tektonischen Vorgängen, welche die Intrusion begleiteten, eine kleine Lücke sich auftrat, eine Schichtfuge sich ablöste, oder eine Gleitfläche sich formte, da drang das äußerst leicht bewegliche und unter hohem Druck stehende wasser- und gasreiche saure Magma nach und erfüllte auch die winzigsten Zwischenräume. Dieser Vorgang läßt sich immer wieder im großen wie im kleinen verfolgen. Oft kann man sehen, wie pegmatitische Gänge auf Klüften des Schiefergesteins aufsteigen, um sich von hier aus seitlich in tausend und aber tausend von dünnen Lagen und Schnüren auf den Schichtflächen zu verzweigen. Auch perl-

¹⁾ Auch Himmelbauer bringt die Ganggesteine, die innerhalb des Gföhler Gneises auftreten, mit dem Granitmassiv in Verbindung (7, S. 225).

schnurartige Bildungen im Gestein, dadurch entstanden, daß sich in den feinem Adern Feldspatindividuen zu Augen erweitern, gewahrt man nicht selten. Wo das Gestein trotz seitlichen Druckes wohl eine Fassung, aber keine ausgesprochenen Schieferungsflächen aufweist, wie es bei manchen biotitreichen Schiefen der Fall zu sein pflegt, dringt der Aplit in mehr oder weniger parallelen, haar- und stengelförmigen Apophysen ein, so daß z. B. dasselbe Handstück beim Anschneiden oder Anschleifen sein Bild ständig ändert. Am unregelmäßigsten sind naturgemäß die aplitischen Injektionen in den massigen Gesteinen, älteren Gabbros u. dgl. Manchmal folgen Pegmatitgänge den Schicht- oder Schieferungsflächen, wo sie weniger Gelegenheit haben, sich zu verzweigen. Dann sind sie meist ziemlich grobkörnig ausgebildet, oft mit größeren Kristallen von Turmalin und Biotit.

Im übrigen hat Reinhold diese Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendstiefen des Gföhler Gneises, wo sie trotz der beinahe 30 km Entfernung von der Granitgrenze sicher ebenso schön zu beobachten sind als in dem in Rede stehenden Gebiet, so eingehend und gründlich beschrieben, daß man seinen Ausführungen sicher nichts Wesentliches hinzuzufügen braucht.

Ob, wie Reinhold darzutun sucht, ein Teil der Pegmatite relativ jüngerer Entstehung ist, konnte bei uns nicht festgestellt werden. Jedenfalls ist das eine sicher, das alle übrigen granitischen Spaltungsgesteine die gewaltige Menge der aplitisch-pegmatitischen Injektionen bereits erstarrt voranden, da sie dieselben gewöhnlich quer abschneiden.

Die Möglichkeit, daß, wie F. E. Sueß will, wenigstens ein Teil der aplitischen Adern in den Geisen als Wiederausscheidung von Auslaugungsprodukten zu betrachten ist, muß man ohne weiteres zugeben, wengleich es schwer halten dürfte, dafür einen sicheren Beweis zu erbringen, wo andere Erklärungsgründe näher liegen (37, S. 548).

II. Die eigentlich gangförmig auftretenden granitischen Spaltungsgesteine.

Vereinzelt auftretender gangförmiger aplitisch-pegmatitischer Bildungen wurde bereits Erwähnung getan. Ebenso wurden gewisse Ganggranite angeführt, die sich chemisch kaum von ihrem Muttergestein unterscheiden werden. Worum es sich hier handelt, das sind die eigentlichen Ganggesteine im Sinne Rosenbuschs, deren Charakter als Spaltungsprodukte des Granits gerade durch die chemische Verschiedenheit auf so engen Raume klar zum Ausdruck kommt, während strukturelle und textuelle Unterschiede die wechselnden physikalischen Bedingungen während ihrer Verfestigung widerspiegeln. Ihre größte Verbreitung finden diese Gesteine anscheinend in einer etwa zehn Kilometer breiten Zone zwischen Marbach a. d. Donau und dem kleinen Orte Weins oberhalb Persenbeug. Hier sind sie des öfteren so zahlreich, daß man durchschnittlich auf mindestens zehn Meter einen Gang rechnen kann. Einen guten Einblick gewähren in dieser Beziehung die zahlreichen schönen Aufschlüsse, die man zum Teil in den verschiedenen Steinbrüchen, besonders aber längs der Donauuferbahn antrifft. Die Klüfte, auf denen diese Spaltungs-

magnen empordrangen, schwanken vielfach um die Nordostrichtung. Dieselben verlaufen gewöhnlich nicht geradlinig, und nicht selten geben sie den Gängen Gelegenheit, sich zu gabeln und zu verzweigen.

Wenn wir nun zur Besprechung der verschiedenen Gesteinstypen übergehen, so müssen wir leider gestehen, daß uns zu einer systematischen Behandlung derselben die notwendige Vorbedingung fehlte, da uns die chemische Analyse nur in äußerst beschränktem Maße zu Gebote stand. Um so mehr müssen wir es begrüßen, daß eine systematische Bearbeitung dieser Gesteine auch in chemischer Hinsicht von anderer Seite in Aussicht gestellt ist, die sicher viele neue Erkenntnisse zeitigen wird. Wir können uns somit auf eine allgemeine Darstellung beschränken, die mehr das geologische Moment in den Vordergrund rückt.

Wir teilen die hier zu besprechenden Gesteine ein in granitporphyrische im Sinne Rosenbusch, an die sich einige andere anschließen werden, die als Ganggesteine eigentlich keinen Platz haben im Rosenbusch'schen System; ferner in Lamprophyre im eigentlichen Sinne und in alsbachitisch-malchitische, die unter eigentümlichen Verhältnissen auftreten und darum eine getrennte Behandlung verdienen.

1. Die granitporphyrischen Gesteine.

Nach den aplitisch-pegmatitischen Abspaltungen scheinen zeitlich an erster Stelle die granitporphyrischen Gesteine zu kommen. Dieselben haben ihre größte Verbreitung in der Gegend von Persenbeug donauaufwärts bis Weins, wo sie besonders bei Kilometer 57 der Donauuferbahn gut aufgeschlossen sind. Auch auf den Höhen nördlich und nordwestlich von Persenbeug findet man sie häufig als aus dem Boden hervorragende Felsen. Östlich wurden sie über Loja hinaus typisch nicht mehr beobachtet, obwohl sie weiter wohl sicher noch anzutreffen sind; beschrieb doch Becke z. B. einen Dioritporphyrit in fast analoger Ausbildung wie bei uns, noch aus dem Waldviertel (2).

Im allgemeinen stellen sie sehr harte, widerstandsfähige Gesteine dar, so daß sie sich ausgezeichnet zu Ornamentsteinen eignen würden, wenn ihre Farbe noch ein wenig dunkler wäre. Eigentliche Granitporphyre, bei denen sich unter den Einsprenglingen auch Quarz findet, wurden nicht beobachtet; so daß allein die Syenitporphyre und die Dioritporphyrite übrigbleiben.

a) Die Syenitporphyre.

Die größte Verbreitung haben in dem soeben umschriebenen Gebiet die Syenitporphyre, meist äußerst frische Gesteine von grauer, bläulicher bis schwärzlicher Farbe, mit im allgemeinen ein bis zwei Zentimeter langen Feldspateinsprenglingen meist in Form von Karlsbader Zwillingen. Letztere haben in der Regel scharfe Umrisse und scheinen, soweit die Beobachtungen reichen, immer Kalifeldspat zu sein. Die Grundmasse ist bei den mehr grauen Abarten feinkörnig und wird in dem Maße dichter, als die Gesteine dunkler werden. Biotit tritt als Einsprengling wenig hervor.

Stellenweise zeigen sich im Gestein kleinere und größere, mehr lichte Partien, die öfter wie Adern das Gestein durchsetzen, eine

Erscheinung, die sich bis zu den dunklen, den Lamprophyren nahestehenden Gesteinen verfolgen läßt. Hier werden die gleichmäßig, aber richtungslos verteilten Biotite größer, und wegen ihrer dünntafeligen Ausbildung treten sie, ähnlich wie man es häufig bei den Monzoniten beobachten kann, auf den Bruchflächen als schwarze, glänzende Flächen hervor.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse gewöhnlich als mikrogranitisch, bestehend aus Quarz und Mikroklin, während kleine Plagioklasleisten jedenfalls selten sind. Hie und da treten einzelne freie Quarzpartien hervor, aber ohne kristallographische Begrenzung. Oft wird die Grundmasse granophyrisch, vielfach mit wunderschönen mikropegmatitischen und schriftgranitischen Verwachsungen. Feine Züge von Biotit, die vielfach scharf ausgebildete Feldspateinsprenglinge umfließen, deuten auf fluidale Bewegungen im Magma. Öfters wird der Biotit der Grundmasse begleitet von unregelmäßigen Fetzen von wenig pleochroitischer, schwachgrünlicher Hornblende. Apatit tritt besonders in den dunkleren Gesteinen ziemlich reichlich auf, seltener kleine Kristalle von Zirkon und Titanit. Die größeren Feldspateinsprenglinge sind Kalifeldspat, und zwar Mikroklin. Ob daneben auch noch makroskopisch erkennbare Plagioklase vorkommen, konnte an dem Material nicht festgestellt werden. Im Dünnschliff dagegen herrschen gewöhnlich die Kalknatronfeldspate vor. Sie sind meist zonar gebaut mit basischerem Kern. Derselbe besteht meist aus Oligoklas-Andesin, vielleicht auch Andesin, während der Rand jedenfalls dem Albit nahe kommt. Die einzelnen Zonen setzen in der Regel scharf ab, indes der äußere Rand unregelmäßige Umrisse trägt.

Auch die mikroskopischen Mikroklineinsprenglinge zeigen oft Schalenbau, allerdings ohne Lichtbrechungsunterschiede. Karlsbader Zwillinge sind das gewöhnliche. Die Kristalle sind vielfach von Albitspindeln durchsetzt, die den Eindruck machen, als ob sie infolge von Druckwirkungen entstanden wären. Gleichwohl ist die äußere Begrenzung derselben außerordentlich scharf ohne die geringste Deformierung.

Die Biotiteinsprenglinge, oft mit sehr starker Absorption in der Hauptzone, sind häufig korrodiert und die betreffenden Stellen von viel feinem Eisenerz umgeben. Auch spätere Chloritisierung ist nicht selten. Für fluidale Bewegungen zeugen auch vor allem an den Enden gebogene größere Lamellen bei Mangel an kataklastischen Erscheinungen.

In den dunkleren Gesteinen tritt auch Augit auf, zuweilen in ziemlich gut erhaltenen Querschnitten, indes prismatisch ausgebildete Kristalle an den Enden weniger gut begrenzt sind. Dieselben sind nicht selten poikolithisch durchsetzt von Biotitschuppen. Meist ist der Augit umgewandelt zu Uralit.

Außerdem finden sich häufig rundliche, schuppig-strahlige Aggregate von grünlicher Hornblende, die an Pilit erinnern, besonders wenn dieselben noch, wie es nicht selten der Fall ist, durchsetzt sind von feinen Körnern von Eisenerz. Randlich sind diese Gebilde vielfach umgeben von Biotit, der damit innig verwachsen ist und auch in dieselben hineinragt. Ob es sich wirklich um Pilit handelt, das heißt um Pseudomorphosen nach Olivin, läßt sich bei dem Mangel an erhaltenen Kristallumrissen nicht sicher entscheiden.

Die chemische Zusammensetzung eines dunkleren Syenitporphyrs mit feinkörniger Grundmasse mit $1\frac{1}{2}$ bis 2 Zentimeter großen Feldspäten als Einsprenglingen zeigt Analyse 3.¹⁾ Das Gestein steht an nördlich von Groß-Mitterberg auf dem Wege nach Altenmarkt.

	1.		2.		3.		4.	
	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent
SiO ₂	70·76	78·94	69·62	76·94	62·94	70·10	66·40	73·90
TiO ₂	0·18		0·24		0·85		0·85	
Al ₂ O ₃	12·35	8·11	14·54	9·45	15·58	10·10	15·53	10·06
Fe ₂ O ₃	0·44	1·76	0·96	2·01	1·04	4·40	1·04	3·06
FeO	1·49		1·31		3·83		2·38	
CaO	1·32	1·58	1·62	1·92	3·44	4·07	2·46	3·12
MgO	0·40	0·67	0·49	0·81	2·56	4·21	1·38	2·27
K ₂ O	6·33	4·51	6·29	4·43	5·05	3·55	5·39	3·79
Na ₂ O	4·09	4·43	4·12	4·42	3·29	3·58	3·55	3·79
H ₂ O	1·04	—	0·64	—	0·60	—	0·64	—
CO ₂	0·60	—	0·36	—	0·86	—	1·00	—
P ₂ O ₅	0·19	—	0·11	—	0·23	—	0·13	—
S'	0·21	—	0·41	—	0·06	—	Spur	—
=	99·40	100·00	100·71	99·98	100·33	100·00	100·75	100·33

Daraus ergeben sich die Gruppenwerte:

- S = 78·94, A = 8·94, C = 0, F = 4·01.
s = 78·94, a = 13·80, c = 0, f = 6·19, n = 4·95.
- S = 76·94, A = 8·85, C = 0·60, F = 4·14.
s = 76·94, a = 13·02, c = 0·88, f = 6·08, n = 4·99.
- S = 70·10, A = 7·13, C = 2·97, F = 9·71.
s = 70·10, a = 7·198, C = 2·99, f = 9·8, n = 5·02.
- S = 73·90, A = 7·58, C = 2·48, F = 6·07.
s = 73·90, a = 9·398, c = 3·075, f = 7·526, n = 5·0.

1. Dunkelgraues Ganggestein, westlich Persenbeug.
2. Granophyr im Granulit, Kilometer 50,6—7 der Eisenbahn Marbach—Persenbeug.
3. Syenitporphyr, nördlich Groß-Mitterberg bei Persenbeug.
4. Dioritporphyrite aus dem Lojatal.

¹⁾ Sämtliche Analysen wurden ausgeführt im chemischen Laboratorium der Geolog. Bundesanstalt in Wien. Sie wurden ermöglicht durch das lebenswürdige Entgegenkommen von Herrn Hofrat Dr. Eichleiter, dem wir bei dieser Gelegenheit unsern aufrichtigsten Dank aussprechen möchten.

Berichtigung zu H. Limbrock's Arbeit:

„Geologische und petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau.“

Um unrichtige Zitate zu vermeiden, wird hiemit richtiggestellt, daß die in obiger Arbeit, S. 138 des Jahrbuchs der Geol. Bundesanstalt, Bd. LXXV (1925), mitgeteilten vier Gesteinsanalysen nicht von C. F. Eichleiter, sondern von O. Hackl ausgeführt wurden.

Hackl.

Zu den Syenitporphyren muß man wohl auch ein eigentümliches, porphyrisches Gestein rechnen, das man um Persenbeug vielfach anstehend findet, so auch an der Bahnstrecke bald hinter dem Persenbeuger Tunnel.

Aus einer grauen bis bläulichschwarzen, sehr feinkörnigen, dichten Grundmasse treten scharfbegrenzte, schmale Feldspatleisten hervor mit Zwillingsbildung. Dieselben sind gleichmäßig verteilt und können bis ein Zentimeter lang werden.

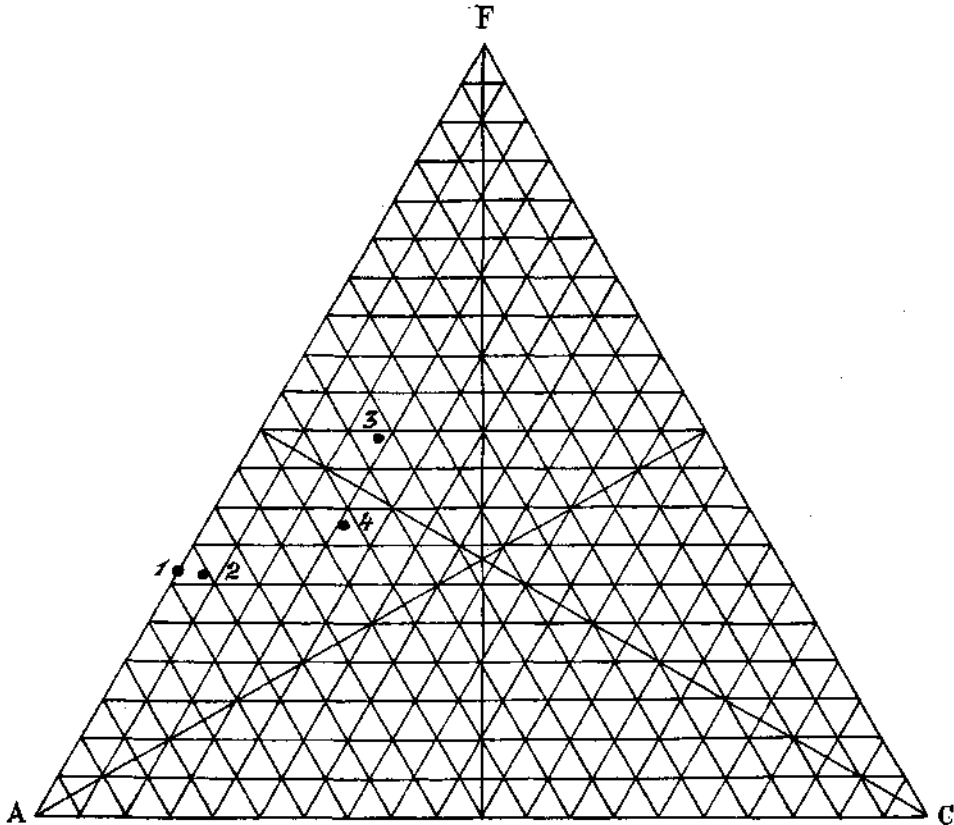


Fig. 1.

Im Mikroskop erkennt man sie sogleich an der oft sehr schönen Gitterlamellierung als Mikroclin. Er wird durchsetzt von perthitischen Albitspindeln, die von Spaltrissen vollständig unabhängig sind und deren Form und Lagerung auf Druckbeanspruchung deuten. Trotzdem erscheinen auch hier die Kristallumrisse durchaus scharf, ohne die geringste Deformierung. Auffallend häufig sind Bavenoer Zwillinge. Die Zwillingsnaht verläuft nicht immer gradlinig; vielfach zeigt sie Treppen- oder Zickzackform. Einmal wurde in einem solchen Zwillingskristall ein gleichgebauter kleinerer beobachtet. In den Mikroclineinsprenglingen finden sich bisweilen kleine getrübe Plagioklase eingeschlossen mit einem klaren Rand von Albit. Diese Plagioklaskristalle selbst sind saurer Oligoklas. Auch in der Grundmasse, die im wesentlichen aus Quarz und Kalifeldspat besteht, beobachtet man kleine Leisten von Plagioklas, der nach der

Lichtbrechung (Vergleich mit Quarz) dem Albit jedenfalls nahe steht. Sämtliche Feldspatkriställchen der Grundmasse sind durchwegs fluidal angeordnet. In der Grundmasse schwimmen auch Fetzen von Biotit, der öfters von grünlicher Hornblende begleitet wird; letztere ist formlos. Dazu kommen wenig Apatit, Zirkon und Eisenerz. Ein Zirkonkristall zeichnete sich aus durch seine Größe und seinen zonaren Bau.

Hieran schließt sich ein verwandtes Gestein an von gleicher Farbe und ähnlich dichtem Korn, dem aber die makroskopischen Mikroklineinsprenglinge fehlen. Mikroskopisch ist die Grundmasse viel feiner. In ihr schwimmen neben Plagioklas auch scharf umrissene Einsprenglinge von Mikroklin. Diesem Gestein entspricht die vorstehende Analyse 1.

Ein Gestein möge hier noch zur Besprechung kommen, das sich sonst schwer unterbringen läßt. Es ist ein Granophyr, wahrscheinlich identisch mit dem seinerzeit von Becke aus dem Lojatal beschriebenen (3). Das Gestein steht typisch an als Gang im Granulit bei Kilometer 50, 6—7 der Eisenbahn Marbach—Persenbeug. Es teilt hier dieselbe Kluft mit einem Kersantit. Dadurch, daß die Kluft beinahe im Streichen angeschnitten ist, werden auf den ersten Blick außerordentlich verwickelte Verhältnisse vorgetäuscht, die in Wirklichkeit aber sehr einfach liegen.

Das Gestein ist von aschgrauer Farbe, ziemlich dicht und läßt mit dem bloßen Auge bereits vereinzelte Feldspateinsprenglinge von 2 bis 4 mm Länge erkennen. In der Mitte des Ganges sind die dunkleren Mineralien häufiger.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als ein Gewebe von kleinen Feldspatleisten, die teils fluidal, teils radialstrahlig angeordnet sind und oft mit wenig scharfen Umrissen in die mikropegmatitische Zwischenmasse übergehen. Der Plagioklas der Grundmasse ist Albit oder steht ihm doch sehr nahe. Daneben scheint sich aber auch Kalifeldspat zu finden.

Die Feldspateinsprenglinge sind zum Teil Kalifeldspat, zum Teil lamellierter Plagioklas. Letzterer ist ebenfalls dem Albit verwandt, er wird nicht selten getrübt von Produkten der Zersetzung.

In den randlichen Partien des Ganges kommt als farbiger Einsprengling nur der Biotit vor, der meist zu Chlorit umgewandelt ist unter Ausscheidung von Titanit. Oft ist der Biotit vollständig resorbiert und nur die Anordnung der Titanitkörner deutet seine frühere Form und Gestalt an. In dem Gestein aus der Mitte des Ganges nimmt zunächst der Biotit als Einsprengling zu. Dazu kommt Augit in Prismen mit unregelmäßigen, oft uralisierten Enden. Mit der Zunahme der dunklen Mineralien geht auch die des Apatites Hand in Hand. Analyse 2 gibt die chemische Zusammensetzung wieder.

Ähnliche Gesteine findet man des öfteren auf den Höhen zwischen Loja und Persenbeug. Man darf hierhin auch noch andere dunkelgraue Ganggesteine rechnen mit feinkörniger Grundmasse und vereinzelten kleinen Feldspateinsprenglingen. Trotz ihrer verhältnismäßig dunklen Farbe, die von gewöhnlich feingeteiltem Biotit oder auch winzigen Hornblendepartikelchen herrührt, ist ihr chemischer Charakter meist ziemlich sauer. Solche Gesteine findet man im Lojatal im großen

Steinbruch, auf der linken Talseite anstehend, so z. B. gleich an der linken Seite des Aufschlusses.¹⁾

b) Die dioritporphyritischen Gesteine.

Eine scharfe Grenze zwischen den Syenitporphyren und den hier zu besprechenden Gesteinen scheint nicht zu bestehen. Selbst die chemische Analyse muß dies bestätigen (vergleiche Analyse 5 und 4). Dafür scheint andererseits die Grenze gegenüber den Lamprophyren sich noch weniger bestimmt ziehen zu lassen. Mit Bezug auf die vorher besprochenen Syenitporphyre charakterisieren sich die dioritporphyritischen Gesteine durch das Fehlen der größeren Feldspateinsprenglinge, speziell solcher von Kalifeldspat.

Wo Feldspatindividuen makroskopisch sichtbar werden, sind sie gewöhnlich klein und schlecht begrenzt. Größere Biotiteinsprenglinge sind besonders häufig und treten vor allem auf dem Bruch der Gesteine als schimmernde Flächen hervor, was man an dem zu den Bahnhofsgebäuden, Brücken und Damnumauern verwandten Material schön zu beobachten Gelegenheit hat. Es sind in der Regel äußerst harte und widerstandsfähige Gesteine, die auch bei den dunkleren Aharten meist einen bläulichen Ton aufweisen. Bei der gewöhnlich sehr starken Zerklüftung und der geringen Mächtigkeit der Gänge ist ein Abbau anders als zu Schotterzwecken kaum lohnend. Die auch zu Ornamentsteinen benutzten Stücke sind fast ausnahmslos ausgewitterte Blöcke, wie sie zahlreich z. B. im Lojatal herumliegen und hier von den Steinmetzen an Ort und Stelle wenigstens im rohen bearbeitet werden. Als Grundtypus eines Dioritporphyrits mag ein Gestein aus dem großen Steinbruch im Lojatal gelten, das makroskopisch wie mikroskopisch in allem wesentlichen übereinstimmt mit dem schon im Jahre 1883 von Becke beschriebenen Dioritporphyrit von Steinegg im Waldviertel bis auf die bipyramidalen Quarzeinsprenglinge, die hier fehlen (3) Analyse 4!

Die körnige Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, zu denen sich nicht selten solche von Mikroklin gesellen. Zwischen diese Feldspatleisten legt sich als Ausfüllung prächtiger Mikropegmatit. Oft schwimmt in größeren Partien dieser eutektischen Ausfüllungsmasse noch ein scharf begrenzter Kristall von Mikroklin. Der Mikroklin zeigt manchmal unregelmäßig verlaufende perthitische Spindeln, wie wir sie bei anderen Gesteinen bereits kennen lernten. Freier Quarz ohne Kristallform kommt auch vor, ist aber selten. Der Plagioklas ist durchgehends zonar gebaut, mit einem Kern von Andesin. Dieser innerste Kern ist verhältnismäßig schmal und oft zersetzt. Nach außen zu werden die zonaren Schalen saurer und reichen bis zum Oligoklas.

Bei den Gesteinen mit größerem Korn ist der Gegensatz von Grundmasse und den Feldspateinsprenglingen geringer, so daß schließlich die porphyrischen Einsprenglinge fast nur noch von dunklen Mineralien

1) Auch das von Klaes „Quarz-Glimmer-Dioritporphyrit“ genannte „spröde Gestein von muscheligen Bruch und mit einem Plagioklas, der dem Albit nahe steht“, wird man wohl hierhinstellen müssen. (22, S. 280).

gebildet werden. Unter diesen nimmt der Biotit die erste Stelle ein. Er tritt vor allem in Tafelform auf. Vielfach ist er korrodiert und dann randlich von feinen Eisenerzen umgeben.

Auch Sageniteinlagerungen sind nicht selten. Dazu kommt noch Augit, oft in scharfumgrenzten Querschnitten, während Längsschnitte unregelmäßige Endungen aufweisen. Randlich ist derselbe vielfach uralitisiert. Einzelne faserige und formlose Kristalle von blaßgrüner Hornblende scheinen ebenfalls Uralit zu sein. Apatit ist reichlich vorhanden. Die meist langen, kräftigen Kristallnadeln sind zuweilen zerbrochen. Dazu kommt etwas Titanit ohne Kristallform.

Bei der Besprechung der Syenitporphyre wurde bereits einer Erscheinung Erwähnung getan, wonach das Gestein stellenweise lichtere Farbe annimmt, manchmal als ob es Adern wären, während die Biotiteinsprenglinge entsprechend größer sind. Diese Bildungen finden sich auch hier. Besonders schön waren dieselben an großen Blöcken von Dioritporphyrit zu beobachten, an der Stelle, wo der Lojabach in den Bereich der großen Steinbrüche tritt. Hier sind die äußerst dünnen, gleichmäßig verteilten Biotittafeln besonders groß, so daß sie auf den Bruchflächen durch ihren Glanz auffallen. Derartige Bildungen dürften für diese Gesteine dasselbe bedeuten, wie pegmatitische Schlieren im Granit. Sie werden ihren Grund haben in örtlicher Anreicherung der Mineralisatoren, die in den wunderschönen mikropegmatitischen und schriftgranitischen Verwachsung in der Zwischenmasse ihren Ausdruck findet, wie auch in dem viel gröberen Korn des Gesteins. In übrigen unterscheidet sich das Gestein kaum von dem normalen.

Die Natur dieser Bildung scheint noch besser zum Ausdruck zu kommen bei dem Gestein des sechsten Doppelganges des großen Steinbruches auf der linken Talseite, von links nach rechts gezählt. Auf größeren Blöcken des viel dunkleren und auch feinkörnigeren Gesteins sind hellere Schlieren zu beobachten, welche die Form von sich verästelnden Injektionsadern haben, die aber gegen das Muttergestein nicht absetzen, vielmehr ganz allmählich in dasselbe übergehen, als wenn das Gestein auf diese Weise mit gasreicher Schmelze durchtränkt worden wäre. Wohl sind diese Adern nicht breit, noch grobkörnig, aber mittels der Lupe erkennt man sie deutlich als analoge Bildungen mit denselben porphyrischen Biotittafeln, wie in den eben beschriebenen grobkörnigen Varietäten. Auch hier ist der Mikropegmatit reichlicher und schöner ausgebildet.

Bei dem feineren Korn des Hauptgesteins treten im Dünnschliff auch wieder einzelne Feldspate als Einsprenglinge hervor. Außer den porphyrischen Biotiten findet sich hier auch braune Hornblende (gelbbraunschokoladebraun), bei der im Querschnitt zuweilen die spitzwinkeligen Ecken abgestumpft erscheinen. Dieselbe ist vielfach randlich in grüne umgewandelt, wobei letztere nicht selten wie Uralit über die ursprüngliche Form hinauswächst. Zuweilen scheint die braune vollständig in grüne umgewandelt zu sein.

In diesem Gestein treten auch eigentümliche faserige Hornblendenaggregate mit Körnern von Eisenerz auf, hinter denen man nach den Beobachtungen an echten Kersantiten Pilit vermuten darf, so daß dieser

Dioritporphyrit wohl einen Übergang zu den Lamprophyren darstellt, zu welcher Annahme auch die sehr dunkle Farbe drängt. Das Vorkommen von eigentümlichen Pseudomorphosen in einem mehr hellen Dioritporphyrit von Kilometer 57 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Weins macht das noch wahrscheinlicher. Abgesehen von den Biotiteinsprenglingen, die hier kleiner sind und weniger hervortreten, gleicht das Gestein auch dem erwähnten helleren aus dem Lojatal.

Mikroskopisch unterscheidet es sich durch das etwas feinere Korn, wodurch der Einsprenglingscharakter auch der Feldspate etwas deutlicher zum Ausdruck kommt, während die Grundmasse wieder aus Feldspatleisten mit etwas Quarz besteht, zwischen die sich eine mikropegmatische Ausfüllungsmasse legt. Die Feldspate sind zum größten Teile Plagioklase mit Zonenstruktur, deren Anorthitgehalt dem des Andesin entspricht, während derselbe nach dem Rande zu bis zum Oligoklas

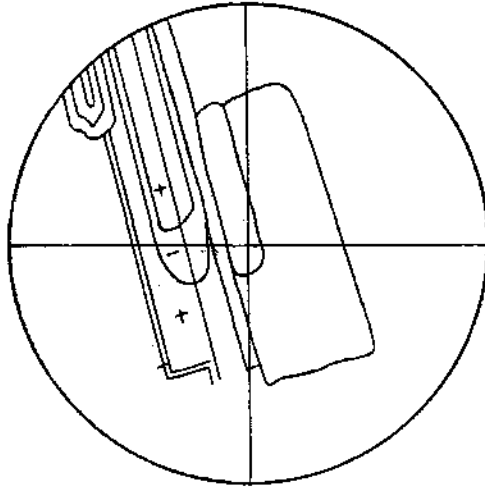


Fig. 2 a. Inverse Zonenstruktur. Plagioklaseinsprengling in einem Dioritporphyrit.

herabsinkt. Die durch deutliche Lichtbrechungsunterschiede erkennbaren Zonen sind bei größeren Kristallen oft recht zahlreich. Von besonderem Interesse ist die Beobachtung, daß auch inverse Zonenstruktur vorkommt, so zwar, daß sich um einen scharf begrenzten basischen Kern zunächst eine deutlich schwächer lichtbrechende, an den Enden etwas abgerundete, wie abgeschmolzen erscheinende Schicht legt, die dann weiter abgelöst wird von Plagioklassubstanz, die nach außen zu an Anorthitgehalt zunimmt, während ein schmaler Rand wieder schwächere Lichtbrechung zeigt. (Fig. 2 a.) Die Lichtbrechungsunterschiede sind allerdings bei den kontinuierlichen Übergängen nicht groß, trotzdem aber deutlich wahrnehmbar. Diese umgekehrte Zonenstruktur wurde an verschiedenen Einsprenglingen wahrgenommen. Wir werden dieselbe noch in anderen Ganggesteinen antreffen.

Außer den Plagioklaseinsprenglingen finden sich in geringerer Zahl auch gut begrenzte Kristalle von Mikroklin, dazu Biotit, Augit und unregelmäßige Kristalle von blaßgrüner Hornblende, dazu die erwähnten Pseudomorphosen. Diese letzteren scheinen wirklich Pilit zu sein.

Die Form des ursprünglichen Minerals gibt sich am besten zu erkennen bei schwacher Vergrößerung, während beim Gebrauch von stärkeren Objektiven die wenig scharfen Übergänge zur Umrandung wegen der Grenzen undeutlicher werden.

Die Pseudomorphose besteht im Innern aus farblosem oder doch nur sehr schwach pleochroitischem Strahlstein mit Körnern von Eisenerz. Die spießigen Strahlsteinkristalle ragen darüber hinaus in eine mehr farbige Zone, die wohl schon zum Reaktionssaum zu rechnen ist. Letztere enthält bräunlichen Biotit in unregelmäßigen Schüppchen, die innig mit der mehrfarbigen wirrfaserigen Hornblende verwachsen sind. Diese Zone geht dann allmählich über in den eigentlichen Reaktionssaum, der aus äußerst feinen Büscheln von grünlicher Hornblende besteht, die sich im allgemeinen senkrecht zur Umgrenzung des ursprünglichen Kristalls anordnen. Wird eine solche Pseudomorphose im Schliff nur randlich getroffen, so nimmt man natürlich nur ein unregelmäßig begrenztes Aggregat von feinfaserigen Hornblendebüscheln wahr. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese Art der Umwandlung auffaßt als eine Reaktion des an Mineralisatoren reichen dioritischen Magmas auf das Ursprungsmaterial, das kaum etwas anderes sein kann als Olivin.

Ein weiterer Dioritporphyrit, der etwas oberhalb der Graphitminen von Fürholz am Wege nach Mitterberg ansteht, zeigt schön die kugelschalige Verwitterung und Absonderung. Makroskopisch und mikroskopisch ist er den bereits beschriebenen ziemlich gleich, bis auf die reichlich auftretende schilfige grüne Hornblende, die ziemlich gleichmäßig über das Gestein verteilt ist.

Dioritporphyritische Gesteine dieser Art scheinen um Persenbeug recht häufig vorzukommen, da sie gewöhnlich als Prellsteine an den Wegen benutzt werden.

2. Die Lamprophyre.

Die eigentlichen Lamprophyre sind im wesentlichen vertreten durch Kersantite. Wie erwähnt, scheint die Grenze gegenüber den Dioritporphyriten nicht scharf zu sein. Vor allem läßt sie sich dort schwer ziehen, wo bei den dunkleren Dioritporphyriten durch das etwas gröbere Korn der Einsprenglingscharakter der Plagioklase nicht mehr zum Ausdruck kommt und somit die dunklen Mineralien ausschließlich die Einsprenglinge liefern. Inwieweit die noch zu besprechenden malchitischen Gesteine zu den Lamprophyren zu rechnen sind, läßt sich bei dem Mangel an chemischen Analysen nicht feststellen.¹⁾

Die beobachteten Kersantite sind im allgemeinen frische Gesteine von schwarzer bis bläulich schwarzer Farbe und meist feinem bis dichtem Korn. Sie treten gewöhnlich in wenig mächtigen, selten mehr als drei Meter breiten Gängen auf, während letztere des öfteren nur wenige Dezimeter erreichen, besonders wo sie sich verästeln, wie z. B. in Granulit bei Granz (27, Fig. 10, S. 165). Angewitterte Flächen

¹⁾ Welches Gestein Klaes irrthümlicherweise als Camptonit bezeichnete (22, S. 279), ist nicht klar. Es könnte sich sowohl um einen geschieferten Kersantit als auch um einen Malchit handeln.

zeigen vielfach kleine Grübchen, die von ausgewitterten Piliten herühren, an denen fast alle unsere Kersantite reich sind; ferner widerstandsfähigere, hellere Schlieren, die den oben beschriebenen mikropegmatitischen in den dunkleren Dioritporphyriten verwandt sein dürften (S. 11). Bei den Gesteinen mit etwas größerem Korn und reichlicher Glimmerführung sind kugelige und kugelschalige Verwitterungserscheinungen nicht selten.

Über das örtliche Auftreten der Kersantite ist zu sagen, daß sie von Persenbeug an donauaufwärts kaum noch vorkommen; jedenfalls müssen sie sehr selten sein und im Granit und dessen Nähe vermißt man sie ganz. Am häufigsten findet man sie zwischen Persenbeug und Marbach; sie fehlen aber auch weiter östlich bis ins Waldviertel hinein nicht, wie wir bereits aus Beckes ersten Veröffentlichungen über dieses Gebiet wissen. (3).

In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung scheinen sich unsere Kersantite im wesentlichen gleichzubleiben, so daß sich auf Grund dieser keine Einteilung vornehmen läßt. Alle bestehen in der Hauptsache aus Feldspat, wenig Quarz und feinen Biotitschüppchen in der Grundmasse, und Augit, Biotit, Pilit und unregelmäßig begrenzter grünlicher Hornblende als Einsprenglinge. Dazu kommen akzessorisch meist ziemlich viel Apatit, oft in langen Nadeln, und etwas Titanit und Eisenerz.

Die Feldspatleistchen der Grundmasse sind in den etwas gröber körnigen Abarten gewöhnlich zonar gebaute Plagioklase, die im Kern aus Labrador oder Andesin bestehen, in den Randpartien aus Oligoklas.

In den feinkörnigeren läßt sich der Feldspat der Grundmasse nicht mehr bestimmen, öfters auch nicht mehr unterscheiden; oder er wird direkt porphyrisch, wie in manchen Plagioklasbasalten, denen sie auch äußerlich gleichen, da diese ja auch in vielen Fällen nichts anderes sind als granitische Lamprophyre.

Quarz kommt nur vereinzelt frei vor, so daß er leicht erkannt werden kann. In den Gesteinen an der Grenze zwischen Dioritporphyrit und Kersantit findet man auch Mikroklin. Der Biotit der Grundmasse bildet feine Schüppchen von brauner Farbe. Letzterer kommt als Einsprengling in oft ziemlich langen Lamellen vor, nicht selten mit starkem Pleochroismus (tiefbraun bis dunkel in der Richtung der Hauptzone). Sageniteinlagerungen und Chloritbildung sind häufig. Der Augit zeigt in Querschnitten durchgehends gute Umgrenzung, während Längsschnitte fast immer unregelmäßige Endungen aufweisen. Manche Kristalle fallen auf durch fleckige Interferenzfarben. Schalenbildung und Zwillingsverwachsungen sind nicht selten. Als Einschlüsse führt er des öfters kleine Biotitblättchen. Diese scheinen zuweilen in sehr schwach doppelbrechenden Chlorit umgewandelt zu sein, indes der Augit selbst in verschiedenem Grade randlich zu Uralit zersetzt ist, besonders an den Enden. Die schwachgrünliche Hornblende zeigt keine Kristallumgrenzung. Die Pilite lassen die ursprüngliche Form des Olivins um so besser erkennen, je dichter die Kersantite ausgebildet sind. In den körnigeren Varietäten dagegen ist die frühere Kristallform gewöhnlich weniger

deutlich, manchmal absolut nicht zu erkennen. Aber auch hier scheint es nicht zweifelhaft, daß wir echten Pilite vor uns haben: ein Aggregat von Strahlsteinnadeln, oft mit Chlorit als Zwischenmasse, und Körnern von Eisenerz, umgeben von Biotitfetzchen, die im einzelnen schwer zu unterscheiden sind. Letztere ragen auch zuweilen in das Aggregat hinein. Hier muß wohl der ursprüngliche Olivin sogleich im Beginn unregelmäßige Körner gebildet haben, die mit Biotit verwachsen waren.

Auch in den dichten, vielleicht anfänglich glasigen Kersantiten umgibt die Pseudomorphose eine hellere Zone von feinem Biotit. Die Strahlsteinnadeln der Pilite sind in den einzelnen Abarten des Kersantits verschieden groß, am größten in den körnigen. Je dichter dagegen das Gestein wird, um so kleiner werden die Kriställchen; zuletzt besteht die Pseudomorphose zum größten Teil nur noch aus Chlorit mit blauen anormalen Interferenzfarben, worin nur wenige kleine Strahlsteinnadelchen eingebettet liegen. Es scheinen sich aus diesen Beobachtungen wichtige Folgerungen zu ergeben für die Bildungsbedingungen der Pilite. Becke hat schon früh sehr richtig erkannt, „daß (im Waldviertel, dasselbe gilt auch für unser Gebiet) die letzten Abschnitte der Bildungsgeschichte der kristallinen Schiefer und der in ihnen auftretenden Eruptiva gemeinsam durchgemacht wurden“. (2, S. 172). Die Eruptiva, in besonderen die Kersantite, standen nämlich während und vielleicht noch lange nach ihrer Erstarrung unter dem Einflusse der den darunter liegenden Granitmassen entströmenden Wärme und der der gleichen Quelle entstammenden Mineralbildner. Insofern diese Gesteine als Nachschübe des Granits mit letzterem eine genetische Einheit darstellen, könnte man wohl von einer „Autometamorphose“ sprechen, der im wesentlichen die Bildung der Pilite und die Uralitisierung der Pyroxene zu danken wäre. Daß aber die Umwandlungsbedingungen, selbst für die Kersantite, die allem Anscheine nach einer bestimmten, ziemlich späten Periode der granitischen Intrusion angehören, nicht immer die gleichen waren, beweist neben dem so sehr ungleichen Korn die verschiedene Ausbildung der Pilite. Diese Bedingungen dürften in nichts anderem zu suchen sein als in der sehr verschiedenen Temperatur der Umgebung zur Zeit, als diese Ganggesteine auf Klüften empordrangen und erstarrten. Wir werden auf diesen Gegenstand noch einmal zurückkommen. ¹⁾

3. Die alsbachitischen und malchitischen Gesteine.

Eine eigentümliche Erscheinung in unserem Gebiete ist das fast ständige Zusammenvorkommen von bestimmten Gesteinsarten, die sich gewöhnlich gegenseitig durchdringen. Wir nennen sie alsbachitische und malchitische Gesteine, mit welchem Rechte, werden wir noch sehen. Einige Aufschlüsse längs der Eisenbahnstrecke Persenbeug-Weins geben einen guten Einblick in die Verhältnisse im einzelnen.

¹⁾ Wären diese lamprophyrischen Ganggesteine älter, das heißt gehörten sie einer früheren Granitintrusion an, so hätten sie länger unter der Wirkung der umwandelnden Agentien gestanden und die Metamorphose wäre wohl ganz anders verlaufen.

Dieselben Gesteine scheinen aber auch östlich von Persenbeug noch vorzukommen, so z. B. zwischen Kilometer 52 und 53 der Eisenbahn nach Marbach. Auch im Lojatal darf man dieselben vermuten, soweit man aus den Beschreibungen Klaes, und der Durchsicht der uns zur Verfügung stehenden Dünnschliffe sich ein Urteil bilden kann. (22, Fig. 2 u. 3).

Während nun z. B. bei Kilometer 56·6 (Persenbeug-Weins) das malchitische Gestein in das alsbachitische einzudringen scheint, ist es sicher, daß bei Kilometer 56·4 umgekehrt das alsbachitische das jüngere ist. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Kilometer 56, kurz vor dem Osteingange des Persenbeuger Tunnels, wie auch am Schloßberge unten an der Donaustraße. Im Lojatal dagegen scheint wieder der Malchit (nach Klaes „geschieferter Kersantit“) in das alsbachitische (nach Klaes „Granit“) „parallel der Schieferung“ einzudringen. (22, S. 276).

Übrigens sind die Verhältnisse derart interessant und teilweise auch verwickelt, daß eigentlich jeder Aufschluß eine eingehendere Darstellung verdiente, wozu hier der Raum nicht gegeben ist.

Granittektonisch ist es vielleicht von Bedeutung, daß die Gänge umgekehrt, wie man nach den Beobachtungen an den Adergneisen erwarten sollte, mehr oder weniger nach Westen emporsteigen. Ferner daß sie alle in höherem oder geringerem Maße protoklastische und protoblastische Merkmale aufweisen, meist auch Paralleltexur, unabhängig von derjenigen, welche die sie umgebenden Gneise aufweisen.

Betrachten wir nun zunächst die in Frage kommenden Gesteinstypen, um dann kurz die hauptsächlichsten Aufschlüsse durchzugehen.

1. Die alsbachitischen Gesteine.

Dieselben treten in zwei sehr verschiedenen Formen auf, von denen die eine Gesteinsform wenig Ähnlichkeit hat mit den typischen Alsbachiten des Odenwaldes. Da jedoch beide durch Übergänge miteinander verbunden sind, so wird man dieselben als eine Eiuheit aufzufassen haben. Daher unsere Bezeichnung „alsbachitische Gesteine“.

a) Die alsbachitischen Ganggranite.

Die erste Form stellt ein ziemlich lichtiges Gestein dar, das gewöhnlich einem parallel struierten Granit oder Syenit gleicht. Insofern scheint dasselbe übereinzukommen mit den geschiefertn Ganggraniten von Gr. Sachsen i. O., die Rosenbusch ebenfalls zu den Alsbachiten rechnet. (Elemente, S. 264). Wenn die Grundmasse, aus der sich durch ihre Spaltflächen unregelmäßig begrenzte, kaum über zwei Millimeter große Feldspate abheben, feinkörniger wird, sieht es vielfach einem Granulit nicht ganz unähnlich. Die Paralleltexur rührt her von der parallelen Einstellung der Mineralien, vor allem des Glimmers. Trotzdem ist eine eigentliche Schieferung kaum festzustellen. Im Gegenteil, die Gesteine sind gewöhnlich recht hart und verbandsfest. Zuweilen fehlt auch deutlich erkennbare Paralleltexur. Man glaubt dann, einen gewöhnlichen

Ganggranit vor sich zu haben. Der Glimmer ist in der Hauptsache Biotit; er bildet zahlreiche kleine Fasern, was vor allem gut auf dem Hauptbruch des Gesteins zu sehen ist.

Mikroskopisch ist das Gestein charakterisiert durch den Mangel jeglicher Ausscheidungsfolge. Die Protoklase herrscht vor. Daß es sich allein um diese in Verbindung mit Protoblastese handeln kann, wird noch gezeigt werden.

Die Störungen machen sich wie gewöhnlich am stärksten am Quarz bemerkbar, einerseits durch intensive Verzahnung bis zur Mörtelstruktur, andererseits durch Ausreckung und Auswalzung der einzelnen Individuen. Aber auch der Plagioklas, meist ein saurer Oligoklas, ist durchweg stark bewegt, wobei er seine Form oft ganz eingebüßt hat. Züge von dunklem Glimmer durchziehen mehr oder weniger parallel das Gestein; um Feldspat biegen sie nicht selten um, indem sie diesen umflasern. Am wenigsten scheint der Mikroklin, der hie und da perthitische Einlagerungen führt, vom Drucke gelitten zu haben. Er füllt die Lücken aus und verheilt zugleich mit Quarz das gestörte Gefüge. Myrmekitbildung ist häufig. Letztere mit ihren zarten Quarzstengelchen mag dafür zeugen, daß in den letzten Stadien der Gesteinsverfestigung der Druck weniger wirksam war.

Zu bemerken ist, daß die erwähnten, anscheinend mehr oder weniger körnigen Gesteine im wesentlichen dasselbe gestörte Gefüge aufweisen. Doch sind hie und da Strukturen zu beobachten, wie sie den Apliten eigen sind, nicht selten mit runden Quarzeinschlüssen im Feldspat.

Die Nebengemengteile sind die gewöhnlichen, Kriställchen von Apatit und Zirkon.

Als Übergemengteile treten auf Granat, Turmalin und Andalusit. Letzteres Mineral ist besonders häufig. Es gibt sich zu erkennen durch die gute Spaltbarkeit parallel der *c*-Achse, durch die gerade Auslöschung, den negativen Charakter der Hauptzone, den charakteristischen Pleochroismus (α rosarot, β und γ farblos) und den großen Achsenwinkel. Der Pleochroismus kann auch fehlen, besonders in dünnen Schnitten. Sehr oft ist der Andalusit umgewandelt zu schuppigen und filzigen Glimmeraggregaten, bei denen erhaltengebliebene Reste des Ursprungsminerals keinen Zweifel übriglassen an ihrer Herkunft. Zuweilen ist die Form des Andalusits an den Pseudomorphosen noch deutlich zu erkennen, indem eine feinschuppige Grundmasse durchzogen wird von längeren, sich im Winkel kreuzenden Glimmerlamellen, welche die frühere Spaltbarkeit andeuten.

Ein von Klaes beschriebener Granit aus dem Lojatalo (22, S. 276) scheint auch hierhin zu gehören. Er erhält neben einem ziemlich saueren Plagioklas (Albit-Oligoklas) eine braune Hornblende, die nachträglich teilweise in grüne umgewandelt ist. Das Auftreten dieses Gesteins innerhalb eines Hornblendegabbros (mit brauner Hornblende) macht es wahrscheinlich, daß die braune Hornblende diesem entstammt. Dann liegt aber die Vermutung nahe, daß in den obenerwähnten alsbachritischen Gesteinen auch der Granat und der Andalusit aufgelöstem Nebengestein ihre Entstehung verdanken.

Zuweilen weisen die Gänge pegmatitische Salbänder auf, hier und da mit Turmalin. Auch diese waren während der Verfestigung starkem bewegtem Druck ausgesetzt, was sich an den verschiedenen Mineralien zur Genüge zeigt.

b) Die Alsbachite.

Mit diesen aufs innigste verbunden tritt eine zweite Form auf, die vor allem im mikroskopischen Bilde vollkommen den Alsbachiten des Odenwaldes gleicht. Diese Alsbachite stellen bald die äußersten Ausläufer der bereits beschriebenen Gesteine dar, bald treten sie auf als deren Nachschub, und diesen meist parallel eingelagert.

Das Gestein ist durchgehends dunkler und dichter als das Muttergestein, letzteres wohl als Folge der schnelleren Abkühlung oder des Empordringens in einer späteren Periode der granitischen Intrusion. Bei der dunkleren Farbe heben sich gewöhnlich aus der Grundmasse deutlich mehr oder weniger gut begrenzte, kleine Feldspateinsprenglinge

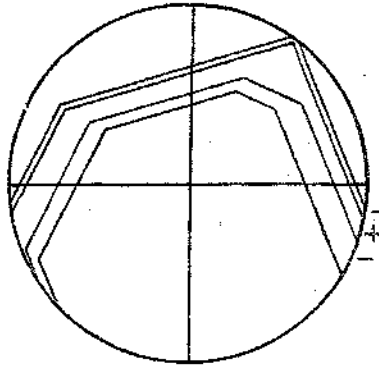


Fig. 2b. Inverse Zonenstruktur. Plagioklaseinsprengling in einem Alsbachit.

ab. Meist ist auch hier eine Paralleltextur schon mit bloßem Auge zu erkennen. Sie beruht vor allem auf der Ausschlierung des Biotits. Infolge davon zeigt sich einmal (Kilometer 56, kurz vor dem Osteingange des Persenbeuger Tunnels) dünnplattige bis scherbenförmige Absonderung, entsprechend der parallelen Anordnung der Biotiteinlagen; dabei wird das etwas graue Gestein makroskopisch beinahe dicht.

Im Mikroskop erweist sich die Grundmasse als ein feinkörniges, panidiomorphes Gemenge von Quarz und Feldspat. Dieses wird durchzogen von parallelen, oft gewundenen Lagen von meist feinschuppigem Biotit, die eine Fluidalstruktur andeuten. In der Grundmasse schwimmen gewöhnlich zahlreiche, oft scharf ausgebildete Kristalle von Feldspat. Diese porphyrischen Einsprenglinge sind teils Mikroklin, teils Plagioklas. Der Mikroklin zeigt hier und da teilweise perthitische Einlagerungen; ferner beobachtet man zuweilen Schalenbau. Der Plagioklas ist zonar mit saurem Oligoklas im Kern. Der äußere Rand von wahrscheinlich Albit geht allmählich in die Grundmasse über. An einem Block in der Mauer rechts von der Straße zwischen dem Orte Persenbeug und

dem Schloßberge treten drei Gesteinsarten nebeneinander auf, der alsbachitische Ganggranit, der Alsbachit und ein Stück Kalksilikatkfels. In dem ziemlich dichten Alsbachit zeigt ein Plagioklas sehr schöne inverse Zonenstruktur. (Fig. 2 b).

Außer Zirkon und Apatit beobachtet man noch vereinzelt Granat. Auch Biotit findet sich außer in den Schlieren zuweilen in einzelnen größeren oder kleineren Blättchen, deren wechselnde Mengen die mehr oder weniger dunkle Farbe bedingen, vielleicht auch wohl den chemischen Charakter ändern, so daß sich die Gesteine den Malchiten nähern mögen.

Nur ausnahmsweise sind die Plagioklaseinsprenglinge zerbrochen und dann durch Feldspatsubstanz wieder verheilt. Sonst verrät die Lage der einzelnen Kristalle in keiner Weise die Wirkung eines orientierten Druckes.

c) Die Ursachen der Paralleltextur.

Es erübrigt uns noch, kurz auf die Ursachen der Paralleltextur einzugehen, die wir sowohl bei den alsbachitischen Gesteinen, als auch bei den eigentlichen Alsbachiten wahrgenommen haben. Bekanntlich hielt Rosenbusch die Alsbachite auf Grund dieser für dynamometamorphe Gesteine. Selbst auf die guten Gründe von Klemm und Sauer hin, welche die Paralleltextur für primär, erworben während der Verfestigung erklärten, verharrte er auf seinem gegenteiligen Standpunkt. Klemm fand dann später am Melibocus ein außerordentlich lehrreiches Stück von Kontakt zwischen Granit und Alsbachit, das er im Notizblatt von 1914 zur Abbildung brachte (23, Tafel I). Er konnte an diesen bis zur Evidenz dartun, daß die Paralleltextur ihre Entstehung fluidalen Bewegungen in dem zähen Magma verdankte. Denn diese folgt nicht etwa einem bestimmten, gerichteten Drucke, sondern schmiegte sich in allem den ganz unregelmäßigen Ausbuchtungen der granitischen Kluffwände an. Ja selbst in den allerfeinsten Äderchen, die vom Gange ausstrahlend auf Rissen in den Granit eindringen, verläuft dieselbe immer im Sinne ihrer seitlichen Umkränzung (23, Tafel I, Fig. 2). Übrigens ist der Granit, der doch bei späteren dynamometamorphen Prozessen auch hätte in Mitleidenschaft gezogen werden müssen, absolut frei von irgendwelcher Schieferung. Also muß die Paralleltextur primär sein.

Ganz dasselbe gilt auch von unseren Gesteinen. Bei den Alsbachiten ist die Sache von selbst klar. Wir haben gesehen, daß z. B. die Feldspateinsprenglinge mit geringen Ausnahmen auch nicht die Spur eines gerichteten Druckes erkennen lassen, während die Biotitschlieren dieselben umfließen. Wo die Feldspate mechanische Beeinflussung erkennen lassen, wird man diese eher den durch Pressungen entstandenen Bewegungen im zähen Kristallbrei, gleichsam einem langsamen Vorschleichen, zuzuschreiben haben. Sodann verläuft die Paralleltextur auch in unserem Gebiete ganz unabhängig von Schieferungen im Nebengestein, was vor allem beim Aufschluß bei Kilometer 56 (Fig. 7) so klar zutage tritt. Dazu kommt, daß die Biotitzüge, welche die Paralleltextur gewöhnlich zum Ausdruck bringen, durchaus nicht immer im eigentlichen Sinne parallel angeordnet sind, was wir in demselben

Aufschluß an der kleinen Apophyse oben rechts sehr gut beobachten können (Fig. 3). Trotzdem ist es möglich, vielleicht sogar wahrscheinlich, daß für die Paralleltextrur auch der Gebirgsdruck mitbestimmend ist, indem dieser die Bewegungen im viskosen Magma beeinflußt.

Das sehen wir vor allem bei den alsbachitischen Ganggraniten. Auch hier stimmt die Paralleltextrur, von Zufälligkeiten abgesehen, in keiner Weise überein mit den tektonischen Linien im umgebenden Gestein; sie ist vielmehr einzig abhängig von der seitlichen Begrenzung dieser Intrusivmassen. Wenn wir daher auch hier Fluidalbewegungen anzunehmen haben, so wird man für diese wenigstens teilweise den Grund in zeitlich stärker einsetzenden Gebirgsbewegungen zu suchen haben. Anders dürfte die außerordentlich starke Protoklase keine genügende Erklärung finden.

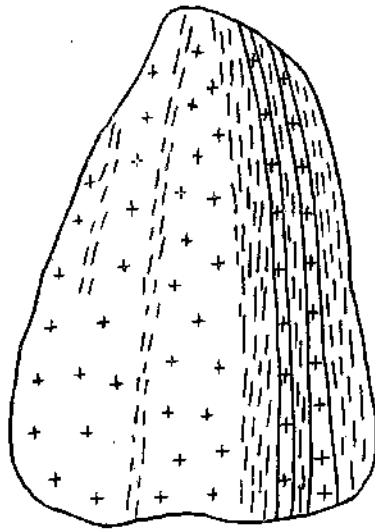


Fig. 3. Teil eines Alsbachitganges, Kilometer 56 der Eisenbahn Persenbeug—Weins. Die Biotitschlieren laufen nicht im eigentlichen Sinne parallel. Handstück 9×6.5 cm.

Bezüglich des chemischen Charakters der hier in Frage stehenden Gesteine kann beim Fehlen von Analysen nichts Genaueres gesagt werden. Derselbe dürfte aber wohl dem der Ganggranite, bzw. deren porphyrischen Ausbildungen entsprechen, wie auch Rosenbusch die Alsbachite teils zu den schieferischen Ganggraniten, teils zu den porphyrischen Apliten rechnet. Der Gehalt an Andalusit scheint auf einen Tonerdeüberschuß zu deuten, wie er andererseits auch gegen Dynamometamorphose spricht.

2. Die malchitischen Gesteine.

Im frischen Zustande sind diese Gesteine von schwarzer bis grauschwarzer Farbe. Die Ausbildung ist dicht bis feinkörnig. Bei den dichteren Gesteinen sind auf den Bruchflächen nicht selten kleine Feldspate zu beobachten, während körnigere Varietäten zuweilen auch größere Feldspate aufweisen, wie z. B. am Schloßberg. Es kommen auch vereinzelt kleine Biotitblättchen als Einsprenglinge vor. Nicht selten zeigen angewitterte Felsen Grübchen, entstanden durch Auswitterung

von kleinen Putzen von Hornblendeaggregaten. Schmalere Gänge, desgleichen die Randzonen von breiteren Gängen, oder deren Ausläufer sind des öfters geschiefert. Dort ist das Gestein meist stark verwittert, so daß man es im Hauptstück kaum wieder erkennt, vielmehr glaubt, einen Biotitschiefer vor sich zu haben. Die Farbe ist dann gewöhnlich schmutziggelblich bis graugrün und auf den Schieferungsflächen kommen kleine grünliche Flecken zum Vorschein. Diese Schieferung wird man als ursprüngliche aufzufassen haben, da die alsbachitischen Gesteine dieselbe bei ihrem Empordringen bereits vorfinden. Inwieweit ebenfalls schiefrig ausgebildete gröberkörnige, zum Teil porphyrische Gesteine hierhergehören, Gesteine, die makroskopisch bereits an dioritporphyritische erinnern, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Jedenfalls kommen letztere ebenfalls wiederholt mit Alsbachiten zusammen vor (Kilometer 65.6 und 55 bis 56 der Eisenbahnstrecke Persenbeug — Weins).

Das normale feinkörnige, makroskopisch oft beinahe dichte Gestein zeigt im Mikroskop ein typisch malchitisches Gefüge. Die Grundmasse besteht aus einem Aggregat von feinem leistenförmigem Feldspat und Quarz. Dasselbe wird von reichlichen Biotitschüppchen und wenig braungrünen Hornblendenadeln durchsetzt. Zuweilen scheint aber umgekehrt auch die Hornblende zu überwiegen. Die Hornblendenadeln legen sich gern zu kleinen schilfigen Aggregaten aneinander, die sich gleichmäßig über das Gestein verteilen und im Falle der Verwitterung die erwähnten grünlichen Flecken und kleinen Grübchen bedingen. Diese Aggregate, die auch Körnchen von Eisenerz enthalten, sind durchsetzt und umgeben von Biotitschüppchen. Apatit ist ziemlich reichlich vorhanden. Die oft langen Kristallnadeln sind vielfach zerbrochen, auch wo sie im Plagioklas eingeschlossen sind, was für Bewegungen im Magma vor der Verfestigung der letzteren zeugt.

Als Einsprenglinge sind zu nennen Plagioklas, Biotit, Augit und Hornblende. Letztere ist schlecht umgrenzt und scheint uralitisierten Augit darzustellen, da auch der Augit in allen Fällen wenigstens randlich in Hornblende umgewandelt ist.

Die Plagioklase zeigen zonaren Bau und sind im Kern von der Zusammensetzung eines Labradors oder Andesins. Einmal konnte deutliche inverse Zonenstruktur nachgewiesen werden mit scharf absetzenden Schalen, aber nur schwachen, wenn auch deutlichen Unterschieden in der Lichtbrechung, während die Auslöschungsschiefe sehr wenig differiert.

In den schieferischen Abarten ist vor allem der feinschuppige Biotit parallel gelagert oder ausgeschliert. Um Einsprenglinge biegen diese Lagen vielfach um. Die mehr körnigen Malchite gleichen in ihrer Struktur mehr den dioritporphyritischen Gesteinen. Die Feldspate der Grundmasse sind zwillingslamelliirt und bedeutend größer, so daß der Unterschied gegenüber den Einsprenglingen weniger hervortritt. Der Biotit ist meist tafelig ausgebildet und randlich vielfach korrodiert. Er bevorzugt keine bestimmte Richtung.

Wir bezeichnen diese Gesteine als Malchite, ohne bisher unsere Gründe für diese Benennung anzuführen. Leider fehlt eine chemische

Analyse. Sie würde aber auch wohl einzig den mehr lamprophyrischen Charakter des Gesteins dartun. Daß es sich um ein granitisches Ganggestein handelt, ist wohl ohne weiteres klar. Zu diesen gehört aber nach Sandkühler, der den entsprechenden Gesteinen des Odenwaldes eine eingehende Studie widmete, auch der Malchit (32). Er gibt damit die Auffassung von Chelius, Weinschenk und vor allem von Klemm, dem besten Kenner der odenwäldischen Ganggesteine wieder, im Gegensatz zu Rosenbusch, der die Malchite als dioritische oder gabbroide Ganggesteine ansah. Es fragt sich nur, ob wir berechtigt sind, unser Gestein als Malchit zu bezeichnen. Wir hätten die Wahl zwischen Dioritporphyrit oder Kersantit. Gegen die letztere Benennung spricht, wenigstens nach der Definition von Rosenbusch, das Vorhandensein der Feldspateinsprenglinge, während der ersteren Benennung die Beschaffenheit der Grundmasse im Wege steht, die hier reichlich dunkle Bestandteile zweiter Generation enthält. Hinterlechner sah sich genötigt, aus diesen Gründen ganz ähnliche granitische Ganggesteine aus der Gegend von Deutsch-Brod in Mähren mit dem Namen Malchite zu belegen, und wohl mit Recht. Der Hauptgrund aber für unsere Auffassung der in Rede stehenden Gesteine ist eben das ständige Zusammenvorkommen mit Alsbachiten. Aus dem Odenwald aber wissen wir, daß gerade das alsbachitisch-malchitische Magma sehr zur Spaltung geneigt ist, so zwar, daß sich dieselbe sogar in ein und demselben Gange vollzieht, und das nicht plötzlich, sondern mit allmählichen Übergängen.¹⁾ Was nun hier in demselben Gange tatsächlich vor sich gegangen ist, ist gewiß auch in größeren Massen möglich, die wir uns in einiger Tiefe zu denken hätten. Von diesem gemeinsamen Herde drang zuerst das malchitische Magma nach oben, dann das alsbachitische, oder auch in umgekehrter Reihenfolge, wie bei Kilometer 56·6 (Persenbeug—Weins). Zu dieser Auffassung wurden wir durch das wiederholte Zusammenvorkommen der beiden Gesteinsarten förmlich gedrängt.

Bezüglich des chemischen Charakters kommt Sandkühler zu dem Schluß, daß der Malchit sich zwischen die Alsbachite und die Kersantite einreicht, wie die Analysenpunkte im Osanschen Dreieck dartun. Dabei ist es sehr gut möglich, daß sich derselbe bald mehr den einen, bald mehr den andern nähert, ähnlich wie es, wie wir gesehen, höchst wahrscheinlich auch Übergänge gibt von den Dioritporphyriten zu den Kersantiten.

3. Einige der bedeutendsten Aufschlüsse.

a) Aufschluß bei Kilometer 56·6 (Persenbeug—Weins). Hier liegen die Verhältnisse am einfachsten. In eine Serie von Gneisen dringt zunächst eine größere Masse des alsbachitischen Ganggranites ein. Der Intrusionsverband ist deutlich, da oben noch Aphophysen in die Schiefer entsandt werden. Leider waren diese bei der Steilheit der Felswand der Beobachtung nicht zugänglich. Möglicherweise würde man dort Übergänge in typische Alsbachite antreffen. Letztere sind sonst an dieser Stelle nicht zu sehen. Wohl aber begegnet man ihnen in geringem Abstand davon donauabwärts, wo sie teils fingerförmig in das alsbachitische Hauptgestein eingreifen, teils im Verband stehen mit eigentümlichen geschieferten dioritporphyritähnlichen Gesteinen, wie sie oben erwähnt wurden (S. 141).

¹⁾ Klemm bringt dafür in einem unlängst erschienenen Aufsätze zwei typische Beispiele (24, S. 18).

In die größere Masse des alsbachitischen Ganggranites dringt der Malchit ein, und zwar mehr oder weniger in der Richtung der Paralleltextrur des ersteren. Er stellt einen sich gabelnden Gang dar (Figur 4). Das Gestein ist hier ziemlich gleichmäßig ausgebildet, beinahe dicht mit mikroskopisch kleinen porphyrischen Feldspateinsprenglingen.

b) Aufschluß bei Kilometer 56.4 (Persenbeug—Weins): Etwa 200 m unterhalb steht derselbe alsbachitische Ganggranit in größeren Massen an. Das Gestein gleicht in seiner Ausbildung vollkommen dem bei Kilometer 56.6. Gerade hier enthält es viel Andalusit mit dem bezeichneten Pleochroismus (rosa-farblos). An den Grenzen gegen die Umgebung wird das Gestein hie und da pegmatitisch mit Turmalin. Letztere Kristalle sind zerbrochen, ein Zeichen, daß auch diese Partien demselben Druck während der Verfestigung ausgesetzt waren.

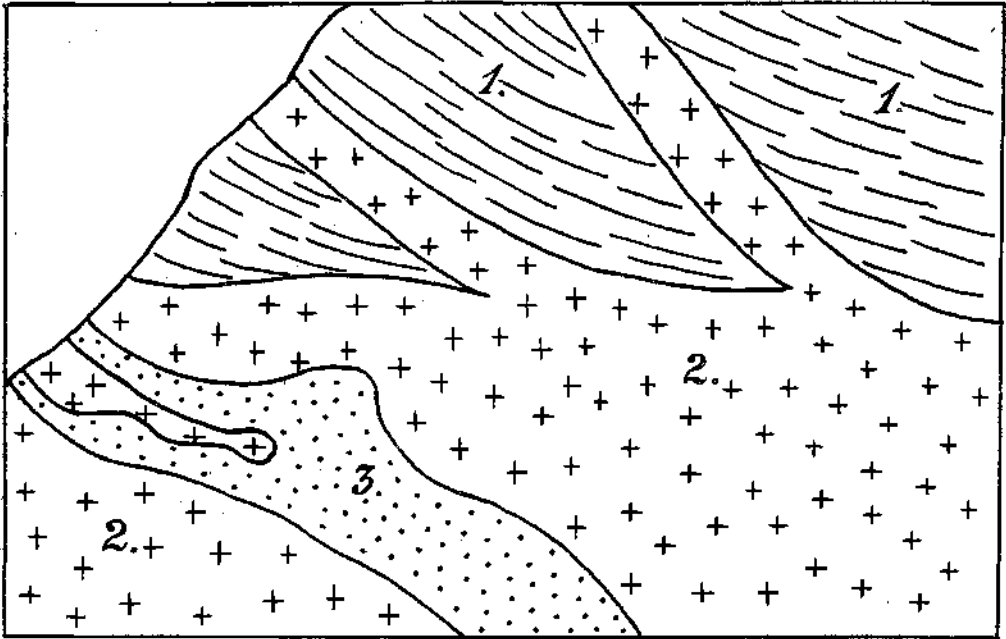


Fig. 4. Aufschluß bei Kilometer 56,6 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Isperdorf—Weins. Länge etwa 18 m. 1. Kristallines Schiefergestein. 2. Alsbachitischer Ganggranit. 3. Malchit.

Die Masse des alsbachitischen Ganggranits schließt zwei andere Gesteinstypen ein, Alsbachit und Malchit. Das Verhältnis, in dem die drei Felsarten zueinander stehen, ist teilweise recht schwer zu erkennen, und es hat viel Mühe gekostet, uns darüber ein Urteil zu bilden. Figur 5 gibt unsere Auffassung wieder; ob dieselbe in allen Einzelheiten zutreffend ist, muß dabingestellt bleiben. Danach ist der Malchit das älteste Gestein, das von dem alsbachitischen Ganggranit umflossen, teilweise in Form von Alsbachitadern injiziert wird. Der Malchit bildet unten links dünne Lagen von 10 bis etwa 30 cm Dicke. Man ist versucht, an Gänge zu denken. Das Gestein ist hier geschiefert und stark verwittert, so daß man es für sich allein nicht als Malchit erkennen würde. Es ist von schmutzig bräunlicher Farbe mit grünlichen Flecken auf den Schieferungsflächen, wie oben beschrieben (S. 152). Daß wir es hier mit Einschlüssen zu tun haben und nicht mit Gängen, geht daraus hervor, daß auch die weiter oben befindliche größere Masse von dem alsbachitischen Gestein in Form von linsenförmigen Gängen durchsetzt wird, die in ihren Ausläufern, wo sie Adern von nur wenigen Zentimetern Dicke bilden, als typischer Alsbachit erscheinen.

Der Malchit ist teilweise richtungslos ausgebildet, meist von sehr feinem Korn, so daß er makroskopisch manchen Kersantiten gleicht. In der Fortsetzung wird dasselbe Gestein schiefbrig und kommt hier seiner ganzen Ausbildung nach mit den eben erwähnten schiefbrigigen Einlagerungen in dem alsbachitischen Ganggranit überein. Die eindringenden Alsbachite fanden dasselbe bereits schiefbrig vor. Es scheint sich daher auch hier um Primärschieferung zu handeln.

Außer den Adern im Malchit findet sich noch ein großer Alsbachtgang zwischen der Hauptmasse des alsbachtischen Ganggranits und der des Malchits. Durch eine Lage von schieferem Malchit werden sie voneinander getrennt. Das Gestein hat

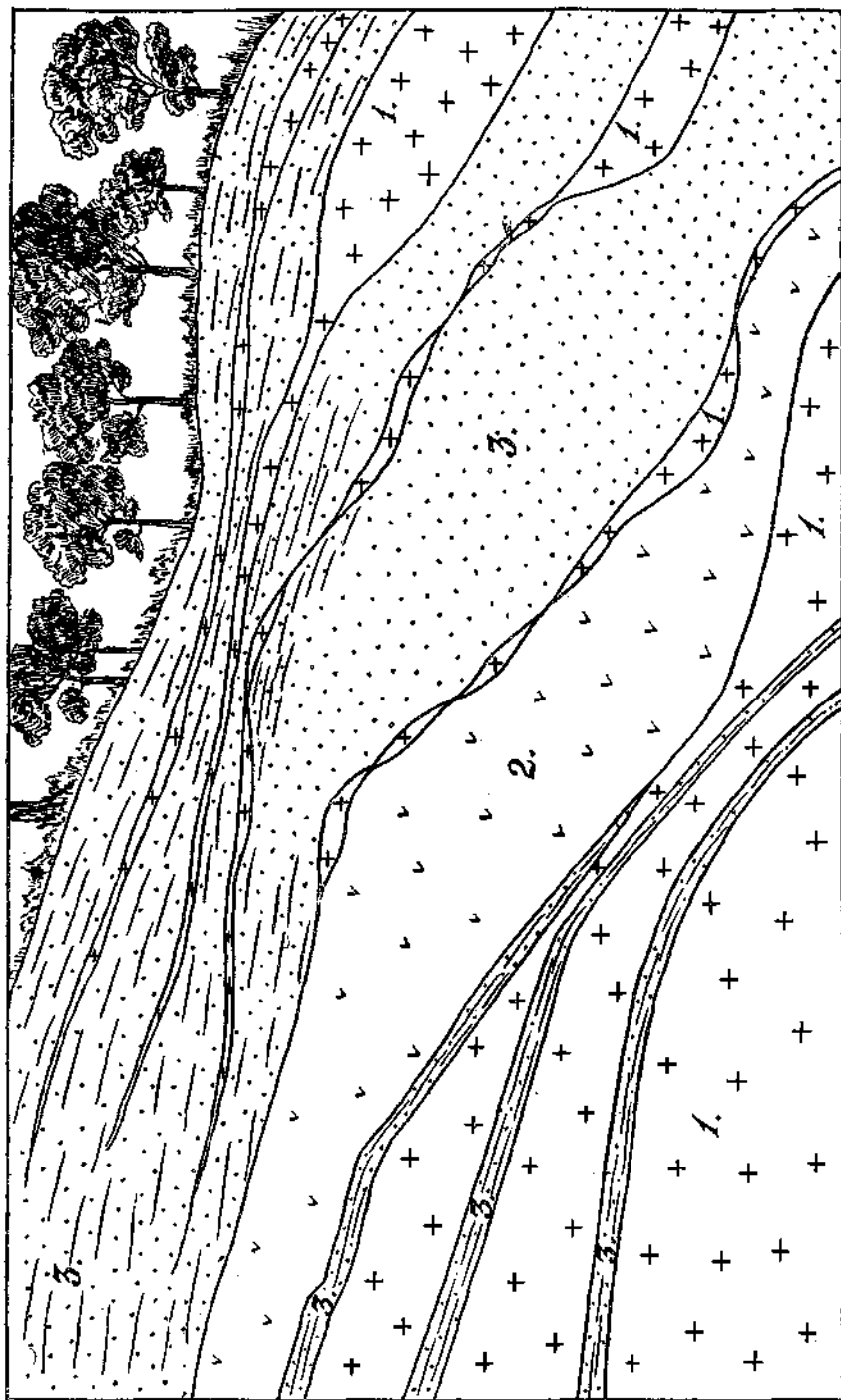


Fig. 5. Aufschluß bei Kilometer 56,4 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Weins. Höhe etwa 8 m, Breite etwa 13 m. Etwas schematisch gezeichnet. 1. Alsbachtischer Ganggranit, geht in den Apophysen über in Alsbacht. 2. Alsbachtite. 3. Malchit.

bedeutend dunklere Farbe und zeigt kleine helle Feldspate als Einsprenglinge. Die Paralleltexur tritt schon makroskopisch deutlich hervor. In bezug auf die Intrusionsfolge gilt im allgemeinen die Regel, daß die Alsbachte die jüngsten Gesteine sind. Daran wird man auch festhalten müssen, wenn man den Alsbacht betrachtet mit Rück-

sicht auf die darunterliegende Hauptmasse des alsbachitischen Ganggranits. Dagegen muß man den Gang derselben Gesteinsart mit linsenförmigen Abschndrungen, der sich zwischen Alsbachit und Malchit einschleibt, als jüngeren Nachschub auffassen. Gerade diese Gänge gehen dort, wo sie sich verengen, in Alsbachit über. Weiter oben scheinen noch Gesteine vorzukommen, die man mehr als Zwischenglied zwischen dem alsbachitischen Ganggranit und den typischen Alsbachiten aufzufassen hat.

c) Schloßberg von Persenbeug. An der Donaustraße ist ein verhältnismäßig gutes Profil erschlossen (Figur 6). Es beginnt im Osten mit dem alsbachitischen Ganggranit. Wenn auch nicht immer so typisch ausgebildet, wie bei den bereits besprochenen Aufschlüssen, so erkennt man doch schon makroskopisch die Zugehörigkeit. In diese Masse dringt nicht weit von der westlichen Grenze und dieser parallel ein vielleicht 30 bis 40 cm breiter Alsbachitgang empor im Sinne der Paralleltextur im Muttergestein; gegen letzteres setzt es ziemlich scharf ab. Es ist verhältnismäßig dunkel und reich an Biotit. Mikroskopisch schließt es sich in allem den echten Alsbachiten an.

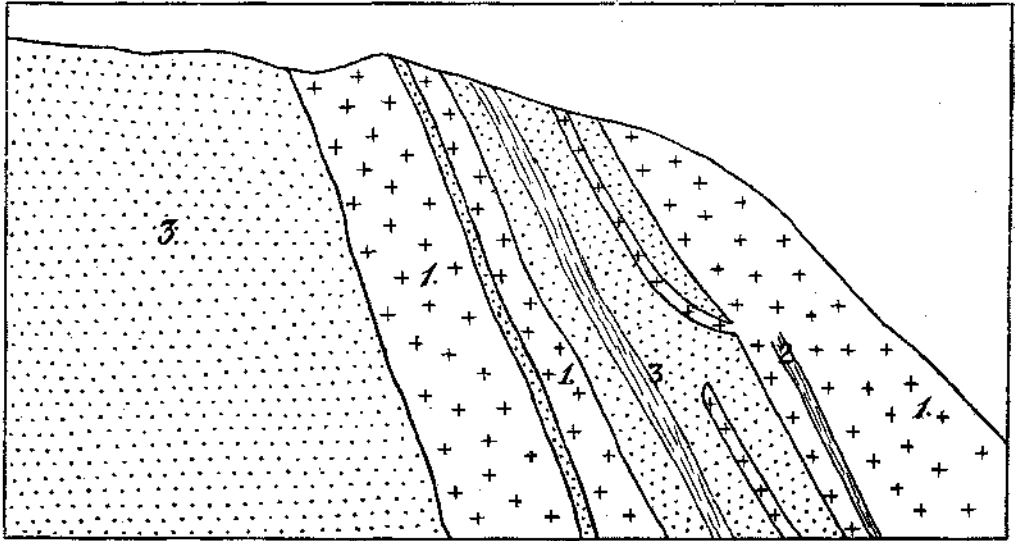


Fig. 6. Schloßberg, Persenbeug an der Donaustraße, Länge etwa 15 m. 1. Alsbachitischer Ganggranit. 2. Alsbachit. 3. Malchit, zum Teil geschiefert.

Es folgt dann eine Serie von Malchitgesteinen. Daß diese älter sind als die alsbachitischen, geht deutlich hervor aus dem Intrusionsverband, in dem beide zueinander stehen. Zum Teil sind es seitliche Apophysen, zum Teil dringen sie von unten empor. Weiter westwärts sind es nur noch Malchite, die in den Adergneisen Gänge bilden.

Die Malchite sind nicht immer in derselben Weise ausgebildet. Bald ist das Gestein richtungslos, bald schiefzig; hier zeigt es körnige Struktur, dort ist es beinahe dicht ausgebildet. Das Mikroskop zeigt, daß alle diese Gesteine zusammengehören. An einer Stelle gewahrt man verhältnismäßig große Feldspatkristalle neben unregelmäßigen Körnern in einem biotitreichen Gestein; desgleichen kleine porphyrische Biotitplättchen.

d) Aufschluß bei Kilometer 56 (Persenbeug-Weins). Kurz vor dem Osteingang des Persenbeuger Tunnels ist ein Profil angeschnitten, das insofern merkwürdig ist, als hier nur zwei Gesteinsarten zusammen in den Schieferen vorkommen: schieferige Malchite und echte Alsbachite. Bei dem starken Wechsel auf engem Raum und ziemlich weitgehender Verwitterung und Verwischung der Grenzen war es nicht leicht, sich über die Verhältnisse in allen Einzelheiten klar zu werden. Figur 7 gibt die Auffassung wieder, zu der wir nach wiederholten Besuchen und möglichst genauer Skizzierung gekommen sind.

Der Malchit ist schieferig und stark verwittert und würde hier für sich allein gewiß nicht als solcher erkannt werden. Seiner Schieferung folgen die Alsbachite, die aber auch in die Schiefergneise übergreifen. Sie zeigen verschiedene Ausbildung und wechseln zwischen hell und dunkel, und zwischen mehr körnigem und dichtem Gefüge. Sie sind alle deutlich parallel struiert, entsprechend ihrer äußeren Umgrenzung, während die Paralleltexur mit der der Schiefer nichts zu tun hat. Daß dieselbe durch fluidale Bewegungen in dem zähflüssigen Magma zustande kam, zeigt schön der kleine Gang oben rechts, bei dem an einer Einschnürung die dunkleren, biotitreicheren Lagen zusammenlaufen. Die sich links anschließende, beinahe horizontal verlaufende Apophyse zeigt am oberen Rand pegmatitische Nester. Unterhalb ist das Gestein vielfach hell und dicht; es sondert sich hier in parallelen Schalen ab, entsprechend den biotitreichen Schlieren. Weiter nach links stellt sich mehr körnige und porphyrische Struktur ein. Auch ist das Gestein öfters dunkler. Inwieweit etwa Vermengungen mit dem schieferigen Malchit, also endogener Kontakt daran schuld ist, konnte nicht festgestellt werden. Jedenfalls wäre auch mit dieser Möglichkeit zu rechnen.

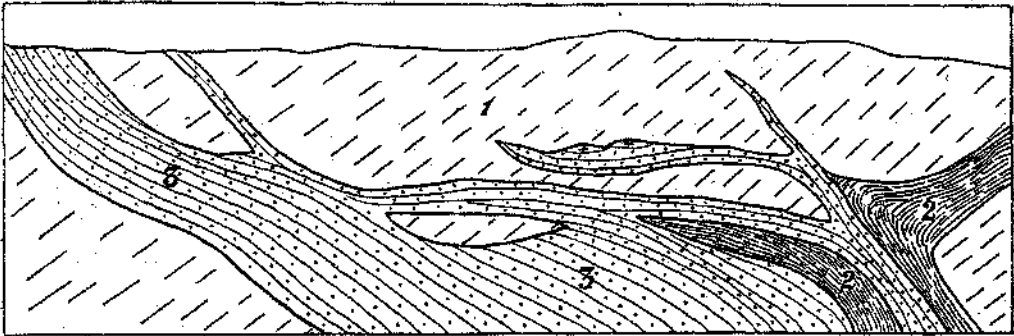


Fig. 7. Aufschluß bei Kilometer 56 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Isperdorf—Weims. Länge etwa 13 m. 1. Schiefergesteine. 2. Malchit. 3. Alsbachit.

Weitere Aufschlüsse, wie z. B. wenige hundert Meter ostwärts, ferner zwischen Kilometer 52 bis 53 (Persenbeug-Marbach), wozu sich voraussichtlich noch manche andere gesellen werden, wurden nicht eingehender untersucht. Das bisher gewonnene Bild dürfte dadurch kaum wesentliche Veränderungen erfahren.

3. Zusammenfassung.

Aus den bisherigen Ausführungen geht wohl zur Genüge hervor, daß die behandelten Ganggesteine, wozu auch die aplitischen Injektionen zählen, wirklich die Spaltungsprodukte der granitischen Intrusion darstellen. Ihr Eindringen in die nunmehr kristalline Umgebung fällt für einen Teil derselben mit der Hauptphase der Granitintrusion zeitlich zusammen, während andere Gangaufüllungen erst verhältnismäßig spät an ihren Platz gelangten, da man aus ihrer feinkörnigen bis dichten Ausbildung auf ein bedeutendes Sinken der Temperatur im Nebengestein schließen muß. Trotzdem wird man all diese Nachschübe ohne Bedenken in ein und dieselbe Intrusionsperiode verlegen dürfen, über deren Dauer wir uns schwerlich eine genauere Vorstellung zu machen vermögen.

Wir wiesen bereits hin auf die eigentümliche Erscheinung, daß die aplitischen Spaltungsprodukte in dem eigentlichen Granitmassiv spärlich auftreten, indes die lamprophyrischen und intermediären gänzlich zu fehlen scheinen; daß demgegenüber in der breiten Zone der kristallinen

Schiefer die granitischen Ganggesteine eine außerordentliche Verbreitung erlangen. Wir möchten den Grund dafür z. T. wenigstens suchen in lakkolithischen Spaltungen im Sinne Bröggers, die allem Anscheine nach nichts anderes bedeuten als eine stoffliche Beeinflussung des Granits in seinen Randzonen durch endogenen Kontakt. Zu dieser Vermutung drängte uns einerseits die Ausbreittheit der granitischen Mischgesteine an der Grenze des Massivs, andererseits das größere oder geringere Gebundensein von gewissen Gesteinstypen an bestimmte Zonen, ferner die Anwesenheit von Mineralien wie Andalusit, der wohl sicher dem ausgelösten Nebengestein entstammen dürfte.

Zu einer klaren Auffassung über die zeitliche Folge der einzelnen Gangaufüllungen konnten wir bisher nicht gelangen. Wahrscheinlich wird man aber wenigstens in beschränktem Maße eine Reihenfolge in bezug auf die Zeit ihres Empordringens aufstellen können.

III. Das Gneisgebiet östlich vom moldanubischen Batholithen.

Wir kamen schon auf die weite Zone von kristallinen Gesteinen zu sprechen, die sich östlich vom Granit der Donau-Moldau-Wasserscheide ausbreitet bis zum Kamptal: das Moldanubikum F. E. Sueß, zu dem auch unser Gebiet gehört. Es kann nicht in unserer Absicht liegen, eine eingehende Beschreibung der verschiedenartigen hier vorkommenden Gesteinstypen zu geben, sind es doch im wesentlichen dieselben, die auch im Waldviertel die Gneisformation zusammensetzen. Diese ist aber durch die gründlichen Arbeiten Beckes und seiner Schüler zur Genüge bekannt. Zudem hat Sueß zu wiederholten Malen die in Frage kommenden Felsarten charakterisiert, um den Gegensatz zwischen der moldanubischen und der moravischen Zone darzutun. Selbst auf manche interessanten Einzelheiten einzugehen, verbietet sich durch den beschränkten zur Verfügung stehenden Raum.

Dazu wurde ein Teil jener Gesteine, die gewöhnlich zu den kristallinen Schiefen gerechnet werden, von uns in einer vor Jahresfrist erschienenen Arbeit (27) bereits behandelt; es sind die Granulite und andere Gesteine, die letzteren ihre Umwandlung verdanken. Bei der vermutlich ziemlich großen Zahl der Granulitdurchbrüche sowohl in unserem Gebiet als auch in der böhmischen Masse überhaupt, die wahrscheinlich alle zu den späteren großen Granitintrusionen zeitlich und genetisch in demselben Verhältnis stehen, wie die Granulite Sachsens zu dem Eindringen der Erzgebirgsgneise, dürfte für viele Gesteine sedimentärer Herkunft, wie wir damals (27, Seite 175) schon andeuteten, der Granulit die Ursache der ersten kristallinen Umwandlung gewesen sein, die sich vollzog in der Form der Eklogitfazies. Es kam in jener Abhandlung auch die Vergneisung zur Sprache, der manche Granulite, vornehmlich die schiefrigen Abarten, sowie die Hornfelsgranulite später anheimgefallen sind. Wir verstanden darunter den Prozeß der Granitisierung, wobei parallelstruierte Gesteine auf den Schieferungsflächen mit granitischen Lösungen injiziert und imprägniert wurden, während eine zweite Umwandlung sich dabei wohl meist nur in dem Maße vollzog, als die Gesteine lange genug

in dem Bereich dieser Lösungen verharren, die wir uns heiß und in hohem Grade mit Mineralisatoren gesättigt vorzustellen haben. Auf diese Weise wurde die Wirkung der granulitischen Metamorphose zum großen Teil wieder verwischt, während alle jene Gesteine, die von ihr etwa verschont geblieben waren, nun durch die umwandelnden Agentien des Granits in den kristallinen Zustand übergeführt und vornehmlich durch die granitische Durchtränkung zu Gneisen wurden. Diese Vergneisung, wie wir den Vorgang kurz nannten, der von dem der Injektion wohl nur graduell verschieden ist, spielt nach unserer Überzeugung eine viel größere Rolle bei der Entstehung sehr vieler Gneise, als man heute noch vielfach anzunehmen geneigt ist.¹⁾ Es wird sich daher lohnen, auf diesen Gegenstand etwas näher einzugehen.

Bei dem Vorgange der Vergneisung können wir drei Grade und somit bei den Gneisen drei Arten unterscheiden, die sich jedoch nicht scharf voneinander trennen lassen, die vielmehr durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden sind: die Adergneise, die Mischgneise, wobei wir nicht allein an die eigentlichen Migmatite denken, und diejenigen, bei denen sich schwer entscheiden läßt, ob der eruptive oder sedimentäre Anteil überwiegt, die Nebulite in weiterem Sinne, wozu auch der endogene Kontakt zu rechnen ist.

1. Die Adergneise.

Es wurde bei der Behandlung der granitischen Spaltungsprodukte bereits der aplitischen Injektionen Erwähnung getan und auf ihre regionale Verbreitung hingewiesen. Wir sahen, daß das Vorkommen dieser injizierten Schiefer sich nicht auf die an den Granitbatholithen anstoßenden Gebiete beschränkt, sondern daß darüber hinaus bis in über 40 Kilometer Entfernung die aplitischen Adern stellenweise sogar in derselben Stärke das Gestein durchsetzen. Diese Durchdringung scheint im wesentlichen von drei Umständen abzuhängen, von der Nähe des granitischen Muttergesteins, von der Fähigkeit der Schiefer, solche Injektionen aufzunehmen, insofern diese in der Gesteinsart selbst begründet ist, und endlich in der tektonischen Beeinflussung derselben, vor allem während der Aplitisationsperiode.

Was zunächst die Nähe des granitischen Muttergesteins angeht, so dürfen wir diese natürlich nicht nach der oberflächlichen Entfernung von der Grenze des Batholithen beurteilen. So wäre es jedenfalls gefehlt, wollte man die starken Injektionszonen im Nordosten des Waldviertels mit dem vielleicht 40 und mehr Kilometer entfernten Granitmassiv in Verbindung bringen. Wir haben hier ohne Zweifel granitische Massen in gar nicht allzu großer Tiefe zu erwarten. Dafür sprechen auch die verschiedenen kleineren Granitdurchbrüche innerhalb dieser Gneiszone.

¹⁾ Neuere Beobachtungen, die wir unterdessen auf der Insel Flores (Kleine Sunda-Inseln) in der näheren und weiteren Umgebung von sehr jungen, wahrscheinlich miozänen Graniten machen konnten, wo man den Vorgang der Feldspatisierung, selbst ohne bedeutende Metamorphose und tektonische Beeinflussung, so unzweifelhaft verfolgen kann, haben uns natürlich in unserer Auffassung nur bestärkt. Die Bearbeitung des außergewöhnlich schönen und reichhaltigen Materials wird sicher ganz neues Licht auf diese und ähnliche Fragen werfen.

In bezug auf die Fähigkeit, solche Injektionen aufzunehmen, ist es von selbst klar, daß größere kompakte Massen älteren eruptiven Gesteins ohne Paralleltexuren an sich wenig dafür geeignet sind. So zeigen die präexistierenden Granulite und manche gabbroiden Gesteine unseres Gebietes tatsächlich sehr wenig aplitische und pegmatitische Durchaderung, vor allem nicht die schönen Flammen und pygmatisch gefalteten Adern. Hier konnten diese Gangfüllungen nur entstehen, wo das Gestein zuvor schon von Klüften durchsetzt war. Dasselbe gilt von vielen größeren kompakten Gesteinskörpern.

Ganz anders war es dort, wo Schichtung oder Schieferung natürliche Fugen boten. Hier konnte das leicht bewegliche aplitische Magma ohne Mühe eingepreßt werden. So entstanden bald feine Schnüre und parallele Adern, bald Linsen und Flammen, oft mit herrlichen Faltenbildern. Vorhandene Verrutschungs- und Verwerfungs Klüfte im großen wie im kleinen erleichterten diesen Vorgang, indem von diesen aus auf Tausenden von Seitenäderchen das schieferige Gestein imprägniert werden konnte.

Ganz besonders wichtig erscheint uns der dritte Umstand, die tektonischen Vorgänge während der Hauptphase der granitischen Intrusion, zu welcher die aplitische Durchaderung zu rechnen ist. Man darf wohl als sicher annehmen, daß bei dem Emporsteigen von so gewaltigen granitischen Massen diese als durchaus plastische Unterlage äußerst empfindlich waren für jeden tektonischen Druck oder Zug.¹⁾ Diesen Bewegungen aber mußten sich die darüberliegenden sedimentären Gesteinsserien anpassen. So entstanden gewiß Schollenbewegungen mit Brüchen und Überschiebungen; vielleicht sanken dabei größere Massen tiefer ein in das granitische Magma. Gerade die auf diese Weise geschaffenen Diskordanzen erleichterten in bedeutendem Maße das Eindringen des aplitischen Magmas. Anders bliebe die so gleichmäßige Durchtränkung so weiter Gebiete schwer verständlich.

2. Die Mischgneise.

Zwischen Adergneisen und Mischgneisen läßt sich sicher in vielen Fällen keine genauere Grenze ziehen. Denn neben den größeren weißen Adern, von denen diese Gesteine ihren Namen haben, finden sich beinahe immer, wenn das Gestein nur dünnschieferig genug war, noch zahllose feine und allerfeinste Äderchen. Reinhold (28) hat nun gezeigt, daß durch die langandauernde Berührung des aplitischen Magmas mit dem Nebengestein ein Stoffaustausch stattgefunden hat in der Weise, daß ersteres entsprechend kaliärmer und kalkreicher wurde. Das kommt zum Ausdruck im Feldspat der Adern, der vorwiegend als Plagioklas zur Ausbildung kam, und in chemischer Hinsicht übereinstimmt mit dem Feldspat des jeweiligen Gesteins, in dem die Adern auftreten. Wenn nun aber ein Stoffaustausch als bewiesen gelten muß, dann ist durch denselben auch das Nebengestein verändert worden. Es sind ihm einerseits Stoffe entzogen, andererseits aber auch zugeführt worden, die vielleicht als Kaliglimmer, meist aber wohl als Feldspat, im wesentlichen

¹⁾ Die Intrusion behindert eine weitere Faltung, während sie dieselbe im flüssigen Zustande begünstigt. Bubnoff, Geolog. Rundschau, XIII, 163.

Plagioklas zur Kristallisation kamen. Diese Feldspate sind sehr oft mikroskopisch klein; vielfach bilden sie bald mehr oder weniger idiomorphe Porphyroblasten, bald kleinere oder größere Augen in dem Maße, als die Kristallisation behindert war oder durch seitliche Pressung beeinflusst wurde.

Je intensiver die Durchdringung mit dem „Granitsaft“ wird, um so weniger tritt ein Gegensatz von Ader- und Schiefergneis zutage. Vor allem in der Granitnähe, in den konkordanten Kontakten, oder bei im Granit eingeschlossenen größeren Schollen treten diese Adern oft ganz zurück. Es entstehen dann Perl- und Körnelgneise, die des öfteren größere Porphyroblasten oder auch Augen von Kalifeldspat aufweisen.

Solche im Granit schwimmende kleinere und größere Schollen sind an der Eisenbahnstrecke Weins—Sarmingstein wiederholt angeschnitten, so bei Kilometer 64·2—3, 66·5—7, 66·9—10, 67, 67·4. Die größte, von etwa 200 Meter Mächtigkeit, findet sich bei Kilometer 66·5—7. Dieselbe ist steilgestellt, und die unterschiedenen, mehr oder weniger parallelen Lagen zeigen kaum eine tektonische Deformierung. Der Übergang vom körnigen Kristallgranit ist hier ziemlich unvermittelt, während bei anderen der erwähnten Einschlüsse der umgebende Granit flaserig und schieferig wird. Zur Entstehung zu eigentlichem Flasergranit, wie man erwarten sollte, kommt es innerhalb dieser Schollen nirgends, es sei denn, daß man die an einigen aplitreicheren Stellen auftretenden flasergranitähnlichen Bildungen dazu rechnen will. Korn und Ausbildung sind in den einzelnen Lagen sehr verschieden. Bald sieht man ziemlich feinkörnige mehr hornfelsähnliche Gneise mit nur wenigen und kleinen Feldspateinsprenglingen, während an anderen Stellen Körnelgneise und endlich Perlgneise entstehen, bei denen oft große, ziemlich scharf umgrenzte Kalifeldspate als Porphyroblasten hervortreten. Letztere Ausbildung kommt vor allem in den randlichen Teilen vor, was es doppelt wahrscheinlich macht, daß diese Feldspatporphyroblasten eingedrungenen granitischen Lösungen ihre Entstehung verdanken. Das so sehr verschieden ausgebildete Korn aber dürfte von der verschiedenen Fähigkeit der einzelnen Lagen, diese granitischen Lösungen aufzunehmen, abhängen, da Tiefen-, beziehungsweise Temperaturunterschiede hier ganz gewiß nicht in Frage kommen. Etwas von dem, was man gewöhnlich als „Kontaktwirkung“ bezeichnet, ist nicht wahrzunehmen. Bei dem wahrscheinlichen Tonerdreichum wird man neben reichlichem Glimmer auch Cordierit und Andalusit erwarten dürfen, obwohl diese Mineralien in den untersuchten Schlfen nicht nachgewiesen wurden.

Gesteine wie in dieser Scholle kommen nach F. E. Sueß vielfach am Granitkontakt vor. Der Granit geht dort allmählich über „von der grobporphyrischen Textur zur mittelkörnigen, streckenweise schieferigen Ausbildung und weiter hin zu mittel- und feinkörnigen Perl- und Körnelgneisen, in denen das vorherrschende biotitreiche Gestein mit amphibolitischen und aplitischen Schlieren wechselt. In diesen Gesteinen stellen sich häufig auch Granaten ein, und der Struktur nach vollkommen diffus und unbestimmt vollzieht sich auf verschiedenen Strecken der Übergang zu weißen Granatgneisen, zu Cordieritgneisen

oder zu den körnigen Biotitplagioklasgneisen, die wieder mit den feinkörnigen Sedimentgneisen verbunden sind.¹⁾

Hierhin gehört auch wohl ein eigentümliches Syenitisches Gestein, das in der Umgebung von Kilometer 63 innerhalb der Schiefergneise auftritt. Leider sind die Grenzen und damit die Übergänge zu den letzteren verdeckt.

Das Gestein ist parallel struiert, welchem Umstande wohl die gute Spaltbarkeit zu danken ist, und damit seine Verwendbarkeit als Prellstein an den Wegen in der weiteren Umgebung.

Es ist ziemlich reich an dunklen Mineralien, an Biotit und Hornblende, daher die etwas dunklere Farbe. Zwei bis drei Zentimeter große Kalifeldspateinsprenglinge passen sich gewöhnlich, doch nicht immer der Paralleltexur an. Öfters sind die Enden, wie bei den Augengneisen, ausgezogen, was auf porphyroblastische Ausbildung schließen läßt. Diese letzteren in Verbindung mit dem etwas unruhigen Charakter sowie im Mikroskop zu erkennende Reste mit Hornfelsstrukturen, welche die

1) (Die Sperrungen sind von uns vorgenommen.) Nach unserer oben dargelegten Auffassung, die sich stützt auf Beobachtungen an den eingeschlossenen Schiefer-schollen, handelt es sich bei den Perl- und Körnelgneisen, in die der Granit meist allmählich übergeht, um granitisch imprägnierte und unvollkommen assimilierte Sedimentgesteine. Wäre der Prozeß durch die schließlich eingetretene Temperaturerniedrigung nicht unterbrochen worden, so wären zunächst wohl Flasergranite entstanden. In typischer Ausbildung konnten wir diese in ursprünglicher Lagerung nicht nachweisen. Wir fanden aber größere Schollen davon in dem feinkörnigen, jüngeren Granit in dem großen Steinbruch auf der Höhe oberhalb Sarmingstein. Es ist ein grobkörniger Augengneis, der gewiß zu dem grobkörnigen Kristallgranit gehört, in dem der feinkörnige auftritt. Dieser mag den weiter fortgeschrittenen Prozeß der granitischen Durchdringung und Assimilierung darstellen. Hierauf deuten wohl auch die erwähnten flasergranitähnlichen Partien in der beschriebenen Scholle, wie auch analoge Ausbildungen in der Umgebung mancher Einschlüsse.

Klemm hat neuerdings (25, S. 6, Taf. 1) einen Flasergranit, beziehungsweise die Übergänge von Schieferhornfels in diesen an einer großen, geschliffenen Platte der Sammlung der Hess. Geolog. Landesanstalt beschrieben und bei der Gelegenheit seine Meinung dahin geäußert, daß analog ausgebildete Gneismassen, wie die Schapbach- und Renchgneise des Schwarzwaldes, nichts anderes darstellen, als weite granitische Mischzonen, bei denen bald das granitische, bald das sedimentäre Material überwiegt. Klemm gedenkt in Bälde seine auf breiter Unterlage gewonnenen Überzeugungen ausführlicher darzulegen. Selbst die Kinzigite sind noch reichlich mit Granit injizierte und imprägnierte Sedimentgneise, wovon man sich leicht in der Gegend von Schenkenzell im Kinzigitale überzeugen kann.

Auch Richarz (Die Umgebung von Aspang am Wechsel, Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911) kam beim Studium der Aufschlüsse bei den damaligen Tunnelbauten zu ähnlicher Überzeugung; er schreibt: „Es stellte sich mit immer größerer Deutlichkeit heraus, daß alle geschieferten granitischen Gesteine nicht mehr reine Granite sind, sondern daß sie alle mehr oder weniger Material aus der Schieferhülle aufgenommen, und daß durch Anpassung der Granitbestandteile an diese Schiefer die Schieferung der Granite zustande kam.“ Er stützt sich vor allem auf die Beobachtungen, daß „im großen . . . die Granitgneise und die granitfreien Schiefer konkordant gelagert sind“, daß man „die Schieferreste in den schieferigen Graniten stets mehr oder weniger deutlich von dem granitischen Anteil unterscheiden kann“, daß selbst im Handstück „deutliche Granitlagen abwechseln mit schmalen oder auch breiteren biotit- und muskovitreicheren Schieferbändern, die oft viele Biegungen machen, besonders wo ein Mikroklin im Wege liegt“, und daß an andern Stellen „sich die Schieferbänder mehr oder weniger verschmälern“, „zu dünnen Flasern werden“ und „endlich ganz verschwinden oder in einzelne Schieferfetzen aufgelöst sind, welche im Granit zu schwimmen scheinen“.

parallelen Züge von Biotit und Hornblende begleiten, scheinen für ein granitisches Mischgestein zu sprechen, obwohl die mikroskopische Struktur sonst die der Eruptivgesteine ist. Vielleicht darf man hier an eine Art endogenen Kontakt denken.

Nach den in obigem geschilderten Verhältnissen, wie sie sich der unbefangenen Betrachtung darbieten, gibt es auch in unserem Gebiet außer den Ortho- und Paragneisen Rosenbuschs und Grubenmanns noch eine weitere sehr verbreitete Klasse, die Mischgneise oder, wenn man will, Metagneise, wie Weinschenk dieselben zu nennen vorgeschlagen hat. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß auch sehr viele Orthogneise als solche ursprüngliche Bildungen sind und neben tektonischer Durchhewegung vor der endgültigen Verfestigung ihren Gneischarakter einer Mischung von Granit und Schiefer verdanken. Zu diesen Orthogneisen gehört, wie man aus den Darstellungen Beckes und Himmelbauers wohl entnehmen muß, auch der Gföhlergneis. Auch er ist allem Anschein nach ein Mischgneis. Darauf deuten hin „die lagenweise Anreicherung an Biotit, die dem Gestein ein unruhiges Aussehen gibt“ (7, S. 218), die pegmatitischen Schlieren, die mit dem Gestein innig verwoben sind (7, S. 192), „die Granaten, die sich fast immer finden und namentlich der Sillimanit in den Randpartien“ (7, S. 218), die mannigfachen Einschlüsse, z. B. von umgewandeltem Olivin (7, S. 207), vor allem aber die stellenweise deutlich zu beobachtenden allmählichen Übergänge in den Schiefergneis, besonders im nördlichen Teile des Westflügels (7, S. 218, 223—224).¹⁾

Was dann endlich nach Abzug aller bisher erwähnten Gneisarten für die reinen Paragneise noch übrigbleibt, ist im einzelnen schwer zu sagen, mit anderen Worten, es ist schwierig auszumachen, ob bestimmte Gneise von jeglicher Stoffzufuhr freigeblichen sind, welche Möglichkeit sicher zugegeben werden muß.

3. Die inverse Zonenstruktur der Plagioklase.

Anschließend hier noch ein Wort zur Frage der inversen Zonenstruktur der Plagioklase! Sie gilt bisher als eine Eigentümlichkeit der kristallinen Schiefer und als ein Merkmal zur Unterscheidung dieser von den Eruptivgesteinen.

Wir konnten nun im vorstehenden einige Beispiele von solcher in echten granitischen Ganggesteinen beibringen, die in keiner Weise zu den kristallinen Schiefen gezählt werden können (S. 143, 149, 150, 152, Fig. 1 und 2). Es sind chemisch ziemlich weitverschiedene Typen: ein Diorit-

¹⁾ Über das Wesen der Granulite als Orthogneise haben wir unsere auf vielen Beobachtungen gestützte Ansicht bereits früher geäußert (27). Auch sie sind aller Wahrscheinlichkeit nach ursprüngliche Bildungen, die ihren vielfach gneisartigen Charakter in den meisten Fällen nicht erst später durch eine besondere Metamorphose erhielten, sondern bei ihrer Verfestigung, wenn auch teilweise erst in der postmagmatischen Periode. Der Tonerdeüberschuß aber hat, wie wir wahrscheinlich machen konnten, nicht in einer Abgabe von Kali an das Nebengestein seinen Grund, er findet vielmehr in dem Mischgesteinscharakter seine genügende Erklärung. Dasselbe scheint auch für den Gföhler Gneis zu gelten.

porphyrit, ein Malchit und ein Alsbachit. Man darf wohl erwarten, daß bei aufmerksamer Beobachtung sich solche Beispiele auch aus anderen Gegenden finden werden. Tatsächlich versicherte uns denn auch ein hiesiger Geologe (Niederl. Ostindien), daß inverser Zonenbau nicht selten auch in andesitischen Gesteinen beobachtet wird und daß man denselben hier durch Druckschwankungen während der Abkühlung zu erklären pflegt. Dieser Erklärungsgrund könnte auch bei unseren Gesteinen wenigstens zum Teil zutreffen.

Es gibt aber noch eine weitere Erklärungsmöglichkeit, die wir bereits früher gelegentlich kurz zur Sprache brachten, als wir von derselben umgekehrten Zonenstruktur in Granuliten handelten (27, S. 159). Sie gründet sich auf den eigentümlichen Charakter der so gebaute Plagioklase führenden alsbachitisch-malchitischen Gesteine, die, wie man aus dem Odenwald weiß, so sehr zur Spaltung geneigt sind, selbst innerhalb desselben Ganges (24, S. 18). Spaltungen entsprechen auf der anderen Seite Mischungen, so daß an einer Stelle das Gestein basischer wird als es zuvor war, oder umgekehrt. In diesem Falle ist es leicht zu verstehen, daß bereits ausgeschiedene Plagioklaseinsprenglinge in den Randzonen an Anorthitgehalt zunehmen können.

Dieselbe Erklärungsmöglichkeit trifft aber in gleicher Weise zu für alle Mischgesteine (Gföhlergneis, Granulit usw.), die ihren Gleichgewichtszustand noch nicht erreicht hatten, zur Zeit, als bereits Feldspatkerne zur Ausbildung gekommen waren. Auch hier wurde stellenweise die chemische Zusammensetzung der zirkulierenden Lösungen verändert, so daß es anscheinend nichts Auffallendes mehr haben kann, wenn sich basischere Ränder um die saueren Kerne legten.

Das gleiche dürfte vielleicht auch für die mitgeteilten Beispiele in Andesiten gelten, da wir unterdessen auch an dergleichen Gesteinen ähnliche Mischungsvorgänge wahrnehmen konnten. Hellere Schlieren und Einschlüsse nämlich, die sicher nicht als Differenzierungen aufgefaßt werden können, da sie vielfach die Form von Sedimentgesteinsresten erhalten haben, heben sich deutlich von dem dunkleren Muttergestein ab. Wir hoffen, gelegentlich ausführlicher darüber berichten zu können.

Dann scheint es nicht mehr gewagt, noch einen Schritt weiter zu gehen, da ähnliche Verhältnisse in allen irgendwie granitisch imprägnierten Gesteinen herrschten, wo die granitischen Lösungen, die für einen Stoffaustausch sorgten, durch ihre auslaugende Tätigkeit mit der Zeit vielfach an Anorthitgehalt reicher wurden.

Wenn sich diese Auffassung als zutreffend erweisen sollte, dann dürfte auch der umgekehrte Schluß erlaubt sein, daß man es überall dort, wo man umgekehrten Zonenbau in Gneisen antrifft, mit offenbaren Mischgneisen oder doch mit stark granitisch imprägnierten Schiefen zu tun hat, gemäß unserer oben dargelegten Auffassung.

4. Die Ursachen der Metamorphose im Moldanubikum.

Von den besten Kennern des Moldanubikums, von Becke und F. E. Sueß, wird ein Einfluß der gewaltigen Granitmassen auf die Umwandlung der sedimentären Gesteine mit ihren prägranitischen Einlagerungen eruptiver Natur durchaus nicht verkannt. Im Gegenteil, es wird immer wieder betont, daß mit der Annäherung an den

Granitbatholithen die Metamorphose stärker wird. Ob letzteres in allen Fällen zutrifft, wagen wir nach unseren Beobachtungen in einem beschränkten Gebiet nicht zu entscheiden. Es wird auch von beiden Forschern „in manchen Fällen eine weitgehende körperliche Durchdringung des Nebengesteins durch das eindringende Magma“ angenommen, aber bei weitem nicht in dem Maße, als wir es im vorstehenden als überaus wahrscheinlich dargetan haben. Vielmehr glaubt F. E. Sueß, daß man deswegen bei vielen „lichten Adern und selbst adergneisähnlichen Bildungen“ nicht an Imprägnationsgneise denken darf, weil der geringe Orthoklasgehalt dieser Deutung widerspräche (37, S. 548). Auf diese Schwierigkeit hat Reinhold im wesentlichen bereits die Antwort gegeben (28), während F. E. Sueß bei derselben Gelegenheit selbst zugeben muß, daß diese Adern „mit orthoklasreicheren, gröberen Imprägnationen durch Übergänge verbunden sind“ (37, S. 548).

Erfreulicherweise ist man sich in Fachkreisen heute wohl eins über die Bedingungen, unter denen sedimentäre Ablagerungen in den kristallinen Zustand übergeführt werden: es sind neben entsprechend hohen Temperaturen und einem gewissen Maß von Druck vor allem die Mineralisatoren, vornehmlich überhitzte Wässer. Das Zusammenspiel dieser drei Faktoren bedingt Art und Grad der Metamorphose. Es wird sodann wohl allgemein zugegeben, daß „in großer Tiefe der Verlauf der Metamorphose demjenigen der Kontaktmetamorphose sich nähert“ (12, S. 51) und Heim schlägt neuerdings vor, auch bei der Kontaktmetamorphose, ähnlich wie bei der Tiefen- (Regional-) und der Dislokationsmetamorphose, die Dreiteilung in Epi-, Meso- und Kata-Kontaktmetamorphose zu machen. Als Grund gibt er an, daß „die Kontaktmetamorphose in den höheren Zonen an den eigentlichen Eruptivkontakt gebunden ist“, daß sie sich aber „mit der Annäherung an das ‚Granitbad‘ der Tiefe ausbreitet“ und „dort in hochgradige Regionalmetamorphose übergehen kann“; daß schließlich „in der Einschmelzung Regional- und Kontaktmetamorphose sich verbinden“. (A. Heim, Geologie der Schweiz, Band 2, S. 850.) Ähnliche Gedanken hat Sueß für das Moldanubikum schon längst ausgesprochen, wenn er schreibt: Im südlichen Urgebirge (von Böhmen) nehmen die Granitstöcke immer mehr zu an Zahl und Ausdehnung, sie stehen nur mehr mit Gneis- und Glimmerschiefern in Verbindung. An die Stelle der schmalen und undeutlichen Kontaktzonen treten die Übergänge zwischen Gneis und Granit, welche die Abgrenzung schwierig machen. Ausgedehnte Strecken von Cordirigtneis tragen den Charakter von Kontaktgesteinen; die Kontaktmetamorphose und die Regionalmetamorphose scheinen ineinander zu verschwimmen (34, S. 314).

Trotzdem scheint F. E. Sueß, wenn wir ihn recht verstehen, nach vielen andern Äußerungen den Einfluß der Granitmassen bei der Umkristallisation der weiten Gneisgebiete mehr als einen zufälligen aufzufassen. Nach ihm sind die vom Granit ausstrahlenden Agentien ein Faktor, der in manchen Fällen die Metamorphose, die unabhängig vom Granit in ähnlicher Weise verlaufen wäre, nur verstärkte. Bei seinen theoretischen Vorstellungen steht eben im Vordergrund immer das

tektonische Moment, die Versenkung in große Tiefen, „die moldanubische Masse“ wird „zu einer Tiefenscholle“, „zu einem Teil der Bathosphäre“ (37, S. 550). Gehen wir daher noch kurz ein auf die speziellen Bedingungen für die kristalline Umwandlung in der moldanubischen Masse.

1. Die Temperaturen: Daß diese recht hoch waren, geht aus der körnigen Ausbildung der Aplite und Pegmatite hervor. Sie war nach Becke (7, S. 214) im Waldviertel wohl nur wenig niedriger als die Erstarrungstemperatur der letzteren, aber hoch genug, um die Bildung hydroxylreicher Silikate wie Chlorit, selbst Epidot hintanzuhalten. Wenn man vorurteilsfrei die Verhältnisse betrachtet, so muß man wohl zur Überzeugung kommen, daß gerade diese granitische Durchträngung, die sicher weitaus bedeutender ist, als z. B. Sueß anzunehmen geneigt ist, als Hauptquelle der hohen Temperaturen zu betrachten ist. Diese heißen, ja überhitzten granitischen Lösungen, die wenigstens annähernd die Temperaturen des Granits selbst besaßen, mußten diese, soweit ihre Wirkung reichte, dem Nebengestein mitteilen. Ihre Reichweite war aber in der Tat eine regionale, wovon man sich leicht überzeugen kann.

Über die Tiefe, in der die Kristallisation vor sich ging, wissen wir nichts Sicheres. Selbst F. E. Sueß scheint neuestens deren Bedeutung geringer anzuschlagen, da er in einer kurzen Mitteilung über eine in Aussicht gestellte größere Arbeit für das Moldanubikum Intrusionstektonik annimmt, die aber, wie er selbst hinzufügt, kein Merkmal großer Rindentiefe ist. Er weist dabei hin auf den mittelböhmischen Granit, der bis in den verhältnismäßig seichten, nicht metamorphen Faltenbau des Barrandien aufgestiegen ist. (43, S. 2).

Wir sind nun in der Lage, weitere Momente aus unseren eigenen Beobachtungen hinzuzufügen für die wahrscheinlich nicht sehr großen Tiefen, unter denen die Umkristallisation vor sich ging. Wir haben gezeigt, daß die einzelnen Ganggesteine, die ohne Zweifel die Nachschübe des Granits bilden, in sehr verschiedener Weise zur Ausbildung kamen, bald gröber, bald feiner körnig bis dicht, und das bei chemisch und genetisch sicher gleichwertigen Gesteinen, wie z. B. den Pilitkersantiten (S. 144 bis 146), die noch dazu in wenigen Meter Abstand voneinander die Spalten ausfüllen (27, Fig. 10, S. 165). Der Grund dafür kann schwerlich in etwas anderem gesucht werden, als in der höheren, beziehungsweise niedrigeren Temperatur des Nebengesteins zur Zeit ihres Emporsteigens.

Wir wiesen auch hin auf den verschiedenen Grad der Umwandlung bei den Pseudomorphosen nach Olivin. In einem Falle, es ist in einem Dioritporphyrit mit mikropegmatitischer Zwischenmasse, zeigt die Pseudomorphose noch einen Reaktionsrand (S. 144), der wohl sicher vor Abschluß der Umwandlung zur Ausbildung kam. Bei anderen pilitähnlichen Aggregaten in denselben Gesteinen sind die Umgrenzungen unregelmäßig; der Olivin, so scheint es, wurde randlich ausgelöst, bevor die Umwandlung sich vollzogen hatte, oder es bestanden niemals scharf begrenzte Kristalle, welche letzteres anscheinend auch bei manchen Kersantiten vorkommt. Bei den eigentlichen

Pilitkersantiten lassen sich die früheren Kristallumrisse meist deutlich unterscheiden, und um so besser, je dichter diese Gesteine ausgebildet sind. Hier gerade läßt sich nun ein deutlicher Unterschied der Temperaturen nachweisen, unter denen die Umwandlung vor sich ging (S. 145). Bei den körnigeren Abarten bestehen die Pseudomorphosen zum allergrößten Teil aus großen Strahlsteinnadeln mit wenig Zwischenmasse von vermutlich farblosem Chlorit. Bei den dichteren dagegen besteht das Innere vorwiegend aus Chlorit mit anomalen blauen Interferenzfarben, in dem nur wenig kleine Strahlsteinnädelchen eingebettet sind. Auch für diesen so verschiedenen Grad der Umwandlung des Olivins in unmittelbar benachbarten Gängen läßt sich kaum eine andere einleuchtende Erklärung finden, als die verminderte Temperatur und die geringere Durchgasung des Nebengesteins während ihrer langsamen Abkühlung.

Auch bei einer anderen Klasse von Ganggesteinen, den Alsbachiten, läßt sich eine Verminderung der Temperaturen im Nebengesteine zur Zeit ihres Eindringens durchaus wahrscheinlich machen. Schon in den alsbachitischen Ganggraniten deutet die protoklastische Struktur auf Bewegungen in einem schon ziemlich abgekühlten zähen Kristallbrei hin, welche Abkühlung wahrscheinlich in der niederen Temperatur der Umgebung begründet war. Die Alsbachite selbst aber, die wie wir sahen, bald die Apophysen des Muttergesteins, bald Nachschübe in denselben darstellen, zeugen durch ihre meist sehr feinkörnige bis dichte Ausbildung bei porphyrischer Struktur für eine bedeutende Temperaturerniedrigung während ihrer Verfestigung.

Wenn nun diese angeführten Momente eine, im Verhältnis zur Temperatur während der Aplitisationsperiode weitgehende Abkühlung überaus wahrscheinlich machen für eine Zeit, wo dieselbe granitische Intrusion noch nicht zum Abschluß gekommen war, und für ein Gebiet, das der Massivgrenze ziemlich nahe liegt, so kann die Überdeckung entweder nie sehr mächtig gewesen sein oder man muß annehmen, daß unterdessen bereits ein viele tausend Meter mächtiges Gebirge zur Abtragung gekommen war; für letzteres aber fehlt jede Wahrscheinlichkeit. Wir sind daher durchaus berechtigt zur Annahme, daß die Quelle der hohen Temperaturen bei der Überführung der sedimentären Gesteine in den kristallinen Zustand im wesentlichen in den granitischen Massen zu suchen ist, die sich höchstwahrscheinlich auch unter der Gneiszone in irgendeiner Weise noch fortsetzen.

2. Die Mineralisatoren: Außer gewissen gasförmigen Substanzen, besonders Fluor, Chlor und Bor, welches letzteres in dem in kristallinen Schiefen so verbreiteten Turmalin gebunden wurde, ist es vor allem das überhitzte Wasser, das die Umkristallisation um ein Vielfaches erleichtert. Gewiß spielt bei der gleichmäßigen Durchwärmung so weiter Gebiete mit sedimentären Bildungen auch die Bergfeuchtigkeit eine nicht zu unterschätzende Rolle. Ihre Bedeutung tritt aber zurück, wenn man die ungeheuren Mengen von Wasserdampf berücksichtigt, die im granitischen Magma eingeschlossen sind und die zum allergrößten Teil während der Verfestigung desselben frei werden.

Nun treten aber im Moldanubikum die gewaltigen granitischen Massen nicht nur, wie bei kleineren Stöcken, in beschränkter Ausdehnung mit dem Nebengestein in Kontakt, sondern bei der regionalen Reichweite der Injektionen und Imprägnierungen werden die Berührungsf lächen zwischen dem granitischen Magma und dem Schiefergestein vielleicht um mehr als das Hundertfache vermehrt. Soweit also die Durchtränkung geht, so weit reicht auch sicher die kristallisationsbefördernde Wirkung der vom Magma ausströmenden Gase. Aber wir dürfen noch weiter gehen. Bei der langen Dauer dieser Durchgasung werden die mineralbildenden Agentien, die wahrscheinlich unter hoher Spannung stehen, noch auf weite Strecken hin diffundieren, so daß kaum ein irgendwie durchlässiges Gestein ihrem Einflusse sich entziehen kann. Auf diese Weise mag man sich eine Vorstellung machen von der ungeheuren Bedeutung, die den überhitzten Wasserdämpfen bei der Umwandlung der Gesteine zukommt.

3. Der Druck: Daß der Druck für sich allein keine kristalline Gesteinsumwandlung zuwege bringen kann, wird heute wohl allgemein zugegeben. Was er bewirkt, geht gewöhnlich nicht über die rein mechanische Gesteinszertrümmerung hinaus. Andererseits kann es nicht zweifelhaft sein, daß er bei der Metamorphose eine wichtige Rolle spielt. Aber sein Einfluß scheint neben dem der bereits besprochenen Faktoren mehr ein mitbestimmender, ein dem Verlauf der kristallinen Umwandlung in vielen Fällen modifizierender zu sein, da höchstwahrscheinlich auch ohne sein Zutun, allein durch die granitische Imprägnierung von zuvor bereits geschieferten Gesteinen, Gneise entstehen können. (Siehe Fußnote S. 159.) Somit scheint der Druck nicht immer eine unerläßliche Bedingung zu sein.

Was sodann die Stärke des für die Überführung von Sedimenten in den gneisartigen Zustand erforderlichen Druckes angeht, so scheint das eine sicher zu sein, daß jeder Belastungsdruck, der genügt, um das granitische Magma eben als Granit und nicht als Granit- oder als Quarzporphyr kristallisieren zu lassen, auch genügen muß für die Bildung der kristallinen Schiefer. Und wenn es überaus wahrscheinlich ist, daß in vielen Fällen die belastende Decke über dem Granit nie sehr mächtig war, so wird man auch den Belastungsdruck als Bedingung für die kristalline Umwandlung nicht allzu hoch anzuschlagen brauchen. Wenn wir trotzdem in den moldanubischen Schiefen und Gneisen tatsächlich eine reiche tektonische Fazies vorfinden, so dürfen wir zunächst nicht vergessen, daß so gut wie sicher eine prägranitische Tektonik bereits vorhanden war. Denn die zahlreichen dem Eindringen der granitischen Massen vorausgehenden Granulitintrusionen hatten ohne Zweifel nicht nur eine teilweise kristalline Umwandlung der Schiefergesteine im Gefolge, sondern waren auch von einer gewissen Intrusionstektonik, wenn nicht gar von eigentlichen gebirgsbildenden Bewegungen begleitet, ähnlich wie in Sachsen. Was dann nach Abzug dieser prägranitischen Tektonik, deren Ausmaß sich heute schwer mehr wird feststellen lassen, übrig bleibt, wird man der granitischen Intrusionstektonik zuzuweisen haben, da postgranitische Faltungen von irgendwelcher Bedeutung so gut wie ausgeschlossen sind.

Inwieweit F. E. Sueß, der neuerdings mit Recht die Intrusionstektonik, die er für die ganze moldanubische Scholle im wesentlichen schon längst behauptet hat, so sehr in den Vordergrund rückt, die bei dieser wirksamen Druckkräfte auch für die kristalline Umwandlung der Schiefer in Anspruch nimmt, läßt sich aus seinen bisherigen Veröffentlichungen nicht entnehmen.

Nach unseren im vorstehenden bereits zum Ausdruck gebrachten Anschauungen fällt die Umkristallisation der Schiefer der Hauptsache nach in die Aplitisationsperiode. Denn das war die Zeit, wo mit der weitestgehenden granitischen Durchtränkung auch die Durchgasung und die Durchwärmung ihren Höhepunkt erreichten. Aber auch die Empfindlichkeit für Druckbeanspruchung war in keinem anderen Augenblicke größer als damals, wo wegen der überreichen Lösungsmittel und der durch die ausgebreiteten aplitischen Injektionen geschaffenen Gleitflächen eine außerordentliche Beweglichkeit herrschte. Man kann sich kaum Bedingungen vorstellen, die einer Dehnung der Schiefer, einem Auseinanderfließen in den Schicht- oder Schieferungsflächen und damit einer Ausplättung so günstig waren, als die vorhin genannten.

Dieser Auffassung scheint auch Sander zu sein, wenn er gegenüber Reinhold, der die Frage offen läßt, die Meinung vertritt, daß die Faltung der Aplitadern in den Adergneisen (verdünnt bis lenticularisiert, wo sie parallel der Schieferung, gestaut und verdickt, wo sie quer zu ihr verlaufen) und die Druckschieferung korrelierte Differenzialbewegungen sind, die derselben mechanischen Beanspruchung entsprechen, mithin gleichzeitig verliefen. Da aber die gefalteten Aplitadern nach demselben Forscher präkristalline Tektonite sind, das will sagen, daß dieselben nach Abschluß der Kristallisation nicht mehr differenzial bewegt wurden, so fällt die Deformierung derselben in die Zeit vor der Verfestigung. Somit ist nach Sander die Ausbildung der Paralleltexur in den Schiefen und Gneisen, insofern sie nicht schon vorher vorhanden war, in der Hauptsache in die erste Phase der granitischen Intrusion, in die Aplitisationsperiode zu verlegen.¹⁾

Mit der Intrusionstektonik bei konkordanten Massiven, und darum handelt es sich im Moldanubikum, ist gegeben, daß das Streichen im Granit sowohl als auch in den umgebenden Schiefergesteinen nicht so einheitlich verläuft, wie wir es in den Faltegebirgen gewohnt sind. Das mag vor allem seinen Grund haben in der Empfänglichkeit dieser plastischen Massen, zu denen wir in einem bestimmten Grade auch die Schiefer während der Aplitisationsperiode rechnen müssen, für örtliche Abweichungen in der Druckrichtung, die in einzelnen Fällen bis zur Querfaltung führen mögen. Trotzdem finden sich nach Sander die nach Osten gerichteten Falten und Fältelungen bei weitem in der Überzahl. Selbst in größeren Massen, wie im Gföhler Gneis, ist eine ausgesprochene ostwärts gerichtete Bewegung nicht zu verkennen.

¹⁾ Etwas später eindringende, weniger stark verschweißte Aplitadern setzen gradlinig durch das Gestein; sie wurden also von der Faltung nicht mehr ergriffen. (7, S. 214.)

Allem Anscheine nach handelt es sich beim Gföhler Gneis um eine intrusive Decke von Mischgneis (S. 163). Die schwebende Lagerung auf Schiefergneisen, in die er teilweise übergeht, läßt sich schwerlich anders deuten, während bei dieser Auffassung auch die Paralleltexur bei mehr oder weniger horizontaler Lagerung in den fluidalen Bewegungen in dem halb flüssigen, halb plastischen Mischgestein zur Zeit der „Überschiebung“ ihre ungezwungene Erklärung findet (Protoblastese!) Wenn nun Deckfalten auf der anderen Seite Wurzelzonen entsprechen, so wird man auch für die Gesteine vom Typus des Gföhler Gneises solche im Westen zu suchen haben.

Der nach Osten gerichtete Druck scheint schließlich in großartiger Weise, einer gewaltigen Brandung vergleichbar, in der berühmten „Moravischen Überschiebung“ zur Auswirkung zu kommen.

Bekanntlich läßt F. E. Sueß zur Zeit, als das kristalline (varistische) moravische Gebirge (die Sudeten mit ihrer südlichen Fortsetzung) bereits gebildet war, die moldanubische Scholle in ihrer Gesamtheit sich gegen die moravische bewegen und teilweise über dieselbe hinweggleiten. Dabei wurden die moldanubischen Gneise durch Diaphtorese in Glimmerschiefer umgewandelt, die heute noch in einer Zone von wechselnder Breite das Moravikum umgeben.

Es liegt uns fern, uns in die Kontroverse Sueß-Hinterlechner bezüglich dieses Gegenstandes einmischen zu wollen. Soviel scheint man aber aus den bisherigen beiderseitigen Äußerungen entnehmen zu können, daß einerseits ein Gegensatz in der tektonischen Fazies hüben und drüben nicht zu verkennen ist und daß mithin zwischen dem Moldanubikum und dem Moravikum eine wichtige tektonische Störungslinie auf weite Strecken sich binziehen muß; daß aber andererseits diese Linie nicht immer so klar und scharf ausgeprägt ist, als es von der Theorie gefordert wird.

Auch der Friedberger Granit im Norden z. B., den Sueß zum Moravikum zählt, gehört nach H. Cloos bereits zum Moldanubikum, da er mit dem Strehleiner Granit eine Einheit bildet (10, S. 83 und 89).

Dazu kommt, daß auch vom chemisch-mineralogischen Standpunkt aus Schwierigkeiten erhoben werden, die Becke darin erblickt, daß man in der mechanischen Verarbeitung den Grund für chemische Unterschiede suchen will, wie sie zwischen Schiefergneis und Glimmerschiefer bestehen, während er ebenso vom petrographischen Gesichtspunkt aus den Vorgang der Überführung von Schiefergneis in Glimmerschiefer durch Diaphtorese noch nicht als geklärt beschaut (7, S. 189 und 199). Aus all dem wird man folgern dürfen, daß die zweifellos großzügigen Kombinationen Sueß, im einzelnen mancher Korrekturen und Einschränkungen bedürfen.

Es sei uns erlaubt, kurz Stellung zu nehmen zu den Gedankenängen Sueß, insofern sich das aus unserer Auffassung über Art und Wesen der Metamorphose im Moldanubikum von selbst ergibt. Wir sehen dabei möglichst ab von allen theoretischen Nebenvorstellungen.

Wir betrachten, um es noch einmal zu sagen, als Quelle der umwandelnden Agentien ausschließlich die gewaltigen granitischen Massen, die sich unter den moldanubischen Schiefergneisen noch hinziehen und teils auch oberflächlich recht nahe an die moravische Zone heranreichen (Granit von Groß-Meseritsch), teils in den starken Injektionszonen nahe

der Grenze sich noch offenbaren (östlich vom Kampthal im Doppelgraben [7, S. 212]). Der dabei wirksame Druck aber war der sich mit dem Intrusionsdruck verbindende seitliche Zusammenschub, der wohl am stärksten zur Geltung kam gerade zur Zeit der überaus weitgehenden aplitischen Injektionen. Denn damals bestand unter dem Einfluß der letzteren ohne Zweifel eine hohe Plastizität und eine außerordentliche Beweglichkeit innerhalb der moldanubischen Massen, während nach der Kristallisation der Ader- und Mischgneise mit dem verhältnismäßig raschen Sinken der Temperaturen auch die Empfindlichkeit für tektonische Druckbeanspruchung auf ein Minimum herabsank.¹⁾

Für die Tatsächlichkeit dieser Anpressung scheinen sich gerade im Süden, vor allem in der weiteren Umgebung von Horn, überzeugende Momente beibringen zu lassen.²⁾ Dieselbe scheint vor allem zu folgen aus den tektonischen Strukturlinien innerhalb der moldanubischen Schiefer und Gneise. Diese verlaufen allem Anscheine nach nicht so ganz unabhängig von den Konturen des moravischen Gebirges, wie man nach den Darstellungen von F. E. Sueß wohl annehmen müßte, während andererseits zuzugeben ist, daß dieses Anpassen an die moravischen Aufwölbungen vor allem weiter nach NO in den meisten Fällen nicht oder nur sehr unvollkommen erreicht wird.³⁾ Aber bei Horn, wo etwas nördlich der weit nach W vorspringende Bogen den Verlauf des moravischen Gebirges bezeichnet, läßt sich ein Einfluß auf die Streichrichtungen innerhalb der moldanubischen Gneise nicht verkennen. Dieser tritt vor allem deutlich in die Erscheinung in der Horner Bucht selbst, wo dieselben Schiefergneise mit ihren Einlagerungen aus der NS-Richtung in die west-nordwestliche umbiegen. Solch tiefgreifende tektonische Beeinflussungen sind aber nur denkbar in außerordentlich plastischen Massen, wie wir uns die Schiefergneise während der Aplitisationsperiode vorzustellen haben, nicht aber in starren vergneisten Schollen. Folglich war es höchst wahrscheinlich gerade diese Periode, während welcher die moldanubischen Massen gegen das Moravikum bewegt und angepreßt wurden. Die Gesteine aber, die dabei unmittelbar an oder auf das Moravikum zu liegen kamen, sind jene, die noch heute als Glimmerschiefer dieses umsäumen.

Nach der Auffassung Sueß' sind diese Glimmerschiefer, wie wir sahen, Tiefendiaphtorite, entstanden während der Überschiebung bei höheren Temperaturen.

Daß nun zunächst als Ursachen der Temperaturen nicht die Tiefenunterschiede in Frage kommen können, ergibt sich aus der einfachen Überlegung, daß ja die moravischen Gesteine, mit den Merkmalen einer

1) „Die Intrusion behindert eine weitere Faltung, während sie dieselbe im flüssigen Zustande begünstigt.“ (Bubnoff, Geolog. Rundschau, XIII, 163.) Daher möchten wir gerade in diese Periode die Anpressung der moldanubischen Scholle an das relativ starre Moravikum in der Hauptsache verlegen.

2) Leider sind uns diese Gegenden aus eigener Anschauung nur in beschränktem Maße bekannt. Wir müssen uns daher auf die geologischen Karten von Becke (7) und Sueß (37) verlassen.

3) Vielleicht ist auch die Änderung der Streichrichtung im Moravikum (O-NO) daran schuld, während die Druckrichtung im Moldanubikum in der Hauptsache nach O zeigt.

niedrigeren Temperaturstufe, während der „Überschiebung“ zum großen Teil unter den moldanubischen Schiefen, also noch tiefer lagen. Sie hätten daher in der größeren Tiefe Struktur und Mineralbestand ändern müssen, was nicht der Fall ist. Somit müssen die Temperaturen einer anderen Quelle entstammen, die nach unserer Auffassung allein im Granit gesucht werden kann.

Was sodann die „Diaphtorese“ betrifft, so scheint sie uns in der Tat auf dasselbe hinauszukommen, was Weinschenk als Piezokontaktmetamorphose an Tonschiefern bezeichnet hat, bei dem an Stelle von Hornfelsen und ähnlichen Gesteinen mit Andalusit und Cordierit Glimmerschiefer entstehen mit Granat, Disthen, Staurolith usw. Das würde gut zusammenpassen mit der Vorstellung, daß in der Glimmerschieferzone an der Grenze gegen das starre Moravikum die Pressungen sich am stärksten äußern mußten.

Die Glimmerschieferbildung durch Diaphtorese im Sinne von Sueß scheint auch theoretisch ihre Schwierigkeit zu haben, denn nach Sander sind auch diese Gesteine des Moldanubikums präkristalline Tektonite; sie wurden also nach Abschluß der Kristallisation nicht weiter bewegt.

Aber auch während der Kristallisation scheinen die eigentlichen Bewegungen, insofern sie über das langsame Auseinanderfließen in den Schieferungsflächen hinausgingen, nicht allzu groß gewesen zu sein, da man sich sonst schwerlich die Bildung von schönen großen Kristallen von Granat, Cyanit und Staurolith erklären kann. Man müßte denn annehmen, daß zur Zeit, als die Bewegungen schon zum Stillstand gekommen waren, im übrigen dieselben physikalischen Bedingungen noch weiterbestanden.

Was endlich die Schwierigkeiten angeht, die Becke vom chemischen Standpunkt aus erhebt, so scheinen uns diese nicht unüberwindlich zu sein, sobald man von der sehr wahrscheinlichen Voraussetzung ausgeht, daß die Schiefergneise in den meisten Fällen keine reinen Paragneise sind, daß die letzteren vielmehr durch die reiche granitische Imprägnierung eine Stoffzufuhr erfahren haben, die sich in dem reichlichen Feldspatgehalt offenbart. Dann können Schiefergneis und Glimmerschiefer ursprünglich sehr wohl mehr oder weniger demselben stratigraphischen Horizont von tonigen Sedimenten angehört haben, während ihre heutige fazielle Verschiedenheit neben der Drucksteigerung in den Anpressungsregionen vor allem in der ungleichen additiven Metamorphose ihre einfachste Erklärung findet. Von letzterer sind auch die Glimmerschiefer wohl nicht ganz freigeblieben. Dafür zeugen die Übergänge in Schiefergneis, die sich nach Reinhold in der Glimmerschieferzone sehr oft wiederholen (7, S. 229), ferner die Gneiseinlagerungen (37, S. 585) und endlich pegmatitische Linsen (7, S. 228) sowie reichliche Turmalin Neubildung (37, S. 583). Dann bestände auch die Möglichkeit, daß die Bildung der Glimmerschiefer, insofern ihr chemischer Charakter in Frage kommt, durch vom Granit ausgehende kalireiche Lösungen begünstigt worden wäre.

Was auch immer eingehende Spezialforschungen in diesen Grenz-zonen an neuen Gesichtspunkten zutage fördern werden, das wesent-

liche der Sueßschen Theorie, nämlich die Tatsache der gewaltigen ostwärts gerichteten Bewegung der moldanubischen Scholle gegen die moravische, dürfte im wesentlichen bestehen bleiben, auch wenn sich die eigentliche Überschiebung nicht halten ließe.

Wenn tatsächlich, wie Hinterlechner überzeugt ist, die Grenze zwischen beiden Zonen bei weitem nicht in der von Sueß gewollten Schärfe besteht, dann wäre auch an ein Übergreifen von moldanubischen Eruptivgneisen (Mischgneisen von Gföhler Typus u. a. m.) auf die moravische Zone zu denken, so daß das Vorkommen derartiger Gesteine in dieser Zone an sich noch kein Beweis wäre für die Überschiebung.

So fügt sich auch die „moravische Überschiebung“ sehr gut ein in die Gesamtauffassung über die besonderen Bedingungen der Metamorphose in den weiten als Moldanubikum bezeichneten Gebieten der böhmischen Masse.

Nach den bisherigen Ausführungen handelt es sich dabei um eine granitische Metamorphose, um eine Granitisation im weiteren Sinne, um den von mancher Seite nicht beliebten Ausdruck „granitischer Tiefenkontakt“ zu vermeiden. Für die moldanubische Scholle trifft jedenfalls der Satz Bergeats in vollem Umfange zu: „Höchst wahrscheinlich ist die Umkristallisation der Schiefer vielfach nur eine Folge langandauernder Durchhitzung und Durchgasung (und man darf hinzufügen, auch Durchtränkung) seitens des granitischen Schmelzflusses, also eine hochgradige „Kontaktmetamorphose“ (29, S. 54).

Daß die granitische Durchhitzung, worauf Becke mit Recht hinweist (4, S. 611), nicht der abschließende Akt der Metamorphose war, ist eigentlich von selbst klar, da ja die bei derselben wirksamen Agentien, vor allem die beim Erstarren der granitischen Massen frei werdenden Gase, wie auch die Temperaturen noch lange nachwirken müssen, bis ihr Einfluß allmählich er stirbt. So haben die Reaktionssäume um zerbrochene Aplitgänge im kristallinen Kalk (40, S. 265) unserer Auffassung nach durchaus nichts Auffälliges an sich, wie ja auch der Kalk nachweisbar viel länger äußerst plastisch und beweglich bleibt, als ein Quarzfeldspataggregat, wie es ein Aplit darstellt.¹⁾ Trotzdem scheint eine eigentliche rückläufige Metamorphose, wie sie etwa geringeren Temperaturstufen entsprächen, abgesehen von Mineralumbildungen wie Serpentinisierung, Uralitisierung, Chloritisierung usw. nicht nachweisbar zu sein.

Es sei auch darauf hingewiesen, daß im Moldanubikum, soweit die Beobachtungen reichen, alle jene Ganggesteine, die jünger sind als die Aplit- und Pegmatitinjektionen der ersten Phase der Intrusion, vermutlich wegen der geringen Mengen von Mineralbildnern, keine neue Kontaktmetamorphose an den Gneisen bewirken. Vielleicht wäre diese Feststellung einer genaueren systematischen Nachprüfung wert, damit man nicht überall glaubt, Hornfelse und Kontaktminerale finden zu müssen.²⁾

1) So wird z. B. im Passauer Gebiet oberhalb Oberzell a. d. Donau ein kristalliner Kalk pseudoeruptiv durch einen Komplex von Gneisen emporgepreßt, während derselbe sich oben lakkolithartig erweitert und in die Schiefer eingreift.

2) Auch der prägranitische Granulit mit den Merkmalen einer höheren Metamorphose (Eklogitfazies) wurde, abgesehen von der örtlichen „Vergneisung“, durch die Agentien des Granits im allgemeinen nicht weiter veräuðert.

5. Das Alter der Granitintrusionen und der durch sie bedingten Gneisbildung.

Für die moravischen kristallinen Gebirgszüge steht das postdevonische Alter fest, da nachweislich devonische Kalke durch die moravischen Granitmassen metamorphosiert wurden. Dasselbe gilt von den Graniten der varistischen Gebirgsteile, die im Norden die böhmische Masse umsäumen, während H. Cloos auch für den bayrischen Wald auf Grund von petrographischen Übereinstimmungen mit dem Fichtelgebirge ein varistisches Alter glaubt annehmen zu müssen. Weiters ist durch Katzers Untersuchungen (Fig. 20 und 21) der Kontakt des mittelböhmischen Granits mit silurischen Sedimenten schon längst bekannt, während auch im Eisengebirge die Übergänge zwischen metamorphen Gesteinen und nicht umgewandeltem Silur auf spätere, wahrscheinlich varistische Granitintrusionen weisen. Da nur noch der Granit der Donau-Moldau-Wasserscheide übrig bleibt, so liegt die Vermutung nahe, daß auch ihm mit seinen Ausläufern in den Gneiszonen zu beiden Seiten des Batholithen ein gleiches Alter zukommt. In der Tat hat sich F. E. Sueß dahin geäußert, daß wahrscheinlich alle die Granitmassen innerhalb der böhmischen Masse einem gemeinsamen Herde entstammen, mithin wenigstens relativ gleichaltrig sein müssen (37, S. 548.)

Es seien hier kurz die Gründe zusammengestellt, die für ein varistisches Alter der moldanubischen Granite und somit der kristallinen Umwandlung dieser Gebiete zu sprechen scheinen.

1. Als ersten Grund möchten wir die bereits besprochene „Moravische Überschiebung“ anführen, jene Anpressung der moldanubischen Scholle gegen die moravische. Wenn diese tatsächlich stattgefunden hat, wofür alles zu sprechen scheint, dann war es höchst wahrscheinlich unter den oben angegebenen besonderen Bedingungen. Diese bestanden vor allem in der Mobilisierung der moldanubischen Schiefer durch die Agentien der granitischen Massen, während die moravischen Gneise bereits eine relativ größere Starrheit erlangt hatten. Nach Sueß ereignete sich dieser gewaltige Vorgang an der Grenze zwischen Oberdevon und Karbon, da das Kulm sich bereits transgredierend über beide Zonen legt (37, S. 626). Wenn nun für die moravischen Intrusionen und Vergneisungen ein postdevonisches Alter feststeht, so ist die „Moravische Überschiebung“ in eine nur wenig spätere Zeit zu verlegen, soviel später als notwendig war, daß die moravischen Massen die notwendige Starrheit erlangt hatten. Also scheinen die moldanubischen Intrusionen und die durch sie bedingten Vergneisungen postdevonisch, varistisch zu sein.

2. Hinterlechner zieht aus der Verbreitung der Graphitzüge zu beiden Seiten der moldanubischen Granitmassen weitgehende stratigraphische Folgerungen (16). Nach einem beigegebenen Kärtchen zeigt er, wie die Graphitgneise mit ihren zum Teil abbauwürdigen Lagern und Linsen, den tektonischen Strukturlinien im Gneis folgend, sich im Westen von Passau über Krumau in Böhmen bis ins Eisengebirge hinziehen.

Teilweise werden dieselben von den halbblinsenförmig vorspringenden Partien des mittelböhmischen Granits abgeschnitten, woraus man schließen darf, daß sie ursprünglich im Dach des Granits ihre Fortsetzung hatten. In ähnlicher Weise folgen sie auf der Ostseite, aus den Gegenden der Donau kommend, im allgemeinen den Unrissen des Batholithen, bis sie ebenfalls ins Eisengebirge münden. Hier gehen sie zum Teil über in kohlenstoffhaltige, nicht metamorphe Schiefer, deren paläozoisches Alter nach Hinterlechner feststeht. Er hält sich daher für berechtigt, auch für die Graphitgneise dasselbe oder wenigstens ein relativ gleiches Alter anzunehmen (15 und 16).

Dabei läßt er die Frage offen, ob nicht Sedimente von höherem, beziehungsweise geringerem Alter in den vergneisten Sedimenten vorliegen. Für beides besteht eine Wahrscheinlichkeit, mit der auch F. E. Sueß rechnet (37, S. 620). Daher ist es sehr gut möglich, daß in den Gneisen auch noch Devon vertreten ist, dann allerdings in der böhmischen Fazies, im Gegensatz zur moravischen Zone, wo die rheinische zur Ausbildung kam.

Für die metamorphe Umwandlung der zum Teil höchst wahrscheinlich paläozoischen Sedimente und deren Vergneisung machte Hinterlechner, speziell für das Gebiet von Deutsch-Brod, bereits im Jahre 1907 die moldanubischen Granite verantwortlich, in dem er dynamometamorphe Beeinflussung als äußerst unwahrscheinlich dartun konnte. Er stützte sich dabei einerseits auf die Kontaktminerale in den Gneisen (Cordierit, Turmalin, Fluorit), andererseits auf die Aplit- und Pegmatit-injektionen, sowie die übrigen granitischen Ganggesteine, die keinerlei Druckbeanspruchung erkennen lassen, während Übergänge zu wenig metamorphen Bildungen (Grauwacken, tonige Grauwacken, Tonschiefer) auf paläozoisches Alter weisen.

3. Für relativ gleiches Alter mit dem mittelböhmischem Granit spricht ferner das gleiche Verhalten heider Massive gegenüber den Gneisen. Für den moldanubischen Granit liegen die Verhältnisse in bezug auf die Übergänge zu den Schiefergneisen auf beiden Seiten ziemlich gleich. Es scheinen westlich auch Mischgneise vom Gföhler Typus als Übergänge vorzukommen, so nach Woldrich östlich der Wittingauer Ebene zwischen Chlumetz und Neuhaus. Im übrigen herrschen die Biotitgneise vor, die mit den erwähnten graphithaltigen wechsellagern und teilweise unterbrochen werden von Einlagerungen von Granulit, kristallinen Kalken und Amphiboliten. Je mehr man sich dem mittelböhmischem Granitstock nähert, um so mehr nehmen nach Sueß die grobkörnigen Gneise an Ausbreitung zu, die den Übergang zum Granit bilden und die nach Jokély dieselben Bestandteile enthalten wie der Granit, nur in paralleler Anordnung, also augenscheinlich granitische Mischgesteine sind. Wenn nun die Gneise zwischen den beiden Graniten, die wahrscheinlich wenigstens teilweise, wie wir sahen, aus paläozoischen Sedimenten hervorgegangen sind, beiderseits in gleicher Weise in Tiefenkontakt mit Graniten stehen, und einer von diesen varistisch ist, so muß auch wohl der andere von gleichem Alter sein.

4. Wie die Fortsetzung des moldanubischen Granits nach Westen, nach Oberösterreich zu verläuft, ist zur Zeit granittektonisch noch nicht bekannt. Es scheint aber, daß derselbe schon bald oberhalb Grein unterbrochen wird von geschichteten granitischen Mischgneisen (Flasergraniten) mit NW-Streichen und 20 bis 30°, Fallen nach NO (34, S. 49).

Immerhin scheint daraus ein Umbiegen desselben in die nordwestliche Richtung zu entnehmen zu sein, also ein Übergehen in das Streichen der Gneise und Granite des bayrischen Waldes. Wenn letztere aber nach H. Cloos varistisch sind, so werden es wohl auch die bei Grein und Sarningstein sein.

5. Born hat eine zusammenfassende Studie über die jungpaläozoischen Geosynklinalen Mitteleuropas veröffentlicht mit einer schönen Übersichtskarte, worin ohne theoretische Voreingenommenheit die Verbreitung der entsprechenden Sedimente eingetragen ist. Diese Geosynklinalen, die eingenommen werden von Ablagerungen des Oberkarbons und des Rotliegenden, folgen dem Nordrande des kristallinen varistischen Gebirges. Sie beschreiben einen äußeren und einen inneren Bogen. Ersterer zieht sich von Frankreich kommend über die Pfalz, die nördlichen Teile des Odenwaldes und des Spessarts hin, umsäumen die deutschen Mittelgebirge, um schließlich in das sudetische Streichen umzubiegen. Der innere Bogen, der nach SW seinen Fortgang hat im Schwarzwald und in den Vogesen, legt sich um den Nordrand eines kristallinen Gebirges, das gebildet wird von dem mittelböhmischem, dem Eisengebirge und dem Granit der Donau-Moldau-Wasserscheide einschließlich seiner östlichen Gneiszone; er endet in der Boskowitz-Furche, während Reste des Perm beinahe die Donau erreichen. Gerade dieser innere Bogen spricht sehr zugunsten der Einheit dieser drei genannten Gebirgsstelle. Daher scheint der Schluß berechtigt zu sein, daß, wenn das mittelböhmisches Gebirge und das Eisengebirge varistisch sind, auch für das Donau-Moldau-Gebirge dasselbe Alter anzunehmen ist.

So weisen all die angeführten Gründe nach derselben Richtung: sie machen das varistische Alter der moldanubischen Granitintrusionen und der durch sie bewirkten Vergneisung überaus wahrscheinlich, wenn nicht sicher.

Ergebnisse.

1. Mineralogische Eigentümlichkeiten.

1. Inverse Zonenstruktur in granitischen Ganggesteinen (S. 143, 149, 150, 152).
2. Reaktionssäume um Pseudomorphosen, vermutlich nach Olivin in einem Dioritporphyr (S. 144, 2. Abs.).
3. Zwei weitere verschiedene Arten der Umwandlung von Olivin in benachbarten Gängen. Bei der einen entsteht Pilit mit großen Strahlsteinnadeln und nur sehr geringen Mengen von vermutlich farblosem Chlorit als Zwischenmasse; bei der anderen wird der Pilit gebildet von grünlichem Chlorit mit anormalen blauen Interferenzfarben und wenigen und sehr feinen Strahlsteinnadelchen (S. 146).

2. Petrogenetische Ergebnisse.

1. Das Granitmassiv der Donau-Moldau-Wasserscheide besteht aus zwei Arten von Granit, einem groben Kristallgranit und einem normal-körnigen. Letzterer ist jünger und bildet meist unregelmäßige Lagergänge. Er tritt aber auch in größeren Massen auf, wie nördlich von Sarmingstein. (S. 132.)
2. Von den Ganggesteinen kommen im Granit anscheinend nur die aplitisch-pegmatitischen vor und auch diese verhältnismäßig selten. (S. 134.)
3. Dafür ist die Verbreitung der Ganggesteine in den angrenzenden Gneiszonen eine um so größere. Sie finden sich vor allem in einer etwa zehn Kilometer breiten Zone zwischen Isperdorf-Weins und Marbach an der Donau; sie kommen aber derselben Art und Ausbildung nach auch noch weit nach Osten bis ins äußerste Waldviertel hinein vor. (S. 6, oben.)
4. Die aplitisch-pegmatitischen treten hier weniger als eigentliche Gänge auf; die Injektion und Imprägnierung der Schiefer sind das gewöhnliche. (S. 134.)
5. Die übrigen Ganggesteine zerfallen in granitporphyrische, in eigentliche Lamprophyre und in alsbachitisch-malchitische. (S. 136.)

Die erste Gruppe ist vertreten durch Syenitporphyre und Dioritporphyrite, woran sich noch einige weitere Typen anschließen, die sonst als granitische Ganggesteine schwerlich im Rosenbusch'schen System einen Platz finden. Dahin gehört ein saurer Porphyrit von dunkelgrauer Farbe mit schmalen Mikroklineinsprenglingen von bis 1 Zentimeter Länge (S. 139). Vielleicht kommt dieses Gestein auch ohne makroskopisch erkennbare Einsprenglinge vor (S. 140). Weiter ein Granophyr, der zwischen Marbach und Persenbeug seine größte Verbreitung hat (S. 140). Die Grenze zwischen den dunklen Dioritporphyriten und den Lamprophyren scheint undeutlich zu sein, wie auch zwischen Syenitporphyren und Dioritporphyriten schwer eine scharfe Trennungslinie zu ziehen ist.

Die zweite Gruppe wird von Pilitkersantiten eingenommen. (S. 144 bis 146.)

Besonderes Interesse verdienen die alsbachitisch-malchitischen Gesteine, die fast ständig zusammen vorkommen. Die ersteren umfassen parallel struierte, protoklastische und protoblastische Ganggranite und eigentliche Alsbachite, in welche die ersteren teilweise übergehen. Letztere gleichen in allen den Alsbachiten des Odenwaldes, während die ersteren ihrer Ausbildung nach mehr mit den geschieferten Ganggraniten von Groß-Sachsen übereinkommen. Die Parallelt Texturen sind sicher primär erworben, da dieselben unabhängig sind von solchen im Nebengestein (S. 150—151). Die Malchite, im frischen Zustande dunkle, meist ziemlich dichte Gesteine, sind nachweislich teils älter als die Alsbachite, teils zeugt die Lagerung für jüngeres Alter (S. 151—153).

Nach Analogie der odenwäldischen alsbachitisch-malchitischen, zur Spaltung so sehr geneigten Gesteinen (S. 153) wurde das ständige Zusammenvorkommen durch Spaltungen in demselben Herde (größere tieferliegende Gangmassen) erklärt. Ebenso war gerade diese Erscheinung der Hauptgrund, die Gesteine als Malchite aufzufassen.

Die Malchite sind echte granitische Spaltungsgesteine und gehören daher nicht in die Rosenbusch'sche Gruppe der aplitischen Ganggesteine (S. 153).

6. Die Metamorphose im Moldanubikum war im wesentlichen eine Granitisation, eine granitische Vergneisung. Ihr unterlagen alle jene Sedimente, die nicht vorher bereits (durch den Granulit) in den kristallinen Zustand übergeführt waren, und auch diese, soweit ihre schieferische Beschaffenheit eine Beeinflussung durch die granitischen Lösungen gestattete. Diese Granitisation bestand vor allem in der Bildung von weiten Zonen von Mischgneisen: von Orthogneisen vom Gföhler Typus, von Perl- und Körnelgneisen, von Adergneisen mit Übergängen zu starken Vermengungen (Seyberer Gneis) und von solchen, bei denen Ader und Nebengestein sich deutlich voneinander unterscheiden. (S. 159—163.)

Diese Vermengungen, Imprägnierungen und Injektionen von regionaler Reichweite — sie finden sich bis zur moravischen Grenze — brachten das ganze Moldanubikum aufs innigste in Berührung mit den granitischen Agentien, vor allem mit den bei der Verfestigung des Granits frei werdenden Gasen und Wasserdämpfen, die hinwieder als die hauptsächlichsten Übermittler der erforderlichen hohen Umwandlungstemperaturen anzusehen sind. Zu diesen beiden Faktoren, den Temperaturen und den Mineralisatoren, gesellte sich als dritter der Druck, der sich zusammensetzt aus dem Intrusionsdruck und dem tektonischen Seitendruck. Letzterer weist nach Osten hin und offenbart sich in der Mehrzahl der Fälle in ostwärts gerichteter Faltung und Fältelung in den Schiefen und Adergneisen, in der Schubrichtung der Intrusionsdecken vom Gföhler Gneis, endlich in der „Moravischen Überschiebung“. Letztere wird aufgefaßt als ein Anpressen der moldanubischen Scholle an die relativ ältere und starrere moravische, während der Hauptphase der granitischen Intrusion, der Aplitisationsperiode, während die Glimmerschiefer-

zone im wesentlichen betrachtet wird als Produkt der Piezometamorphose. (S. 164—172.)

Dagegen sprechen gegen eine eigentliche Tiefenmetamorphose infolge von Versenkung in große Rindentiefen: 1. Die Verhältnisse auf der nordwestlichen Seite des mittelböhmischen Granites, wo größtenteils „normaler Kontakt“ herrscht und die granitischen Massen aufgestiegen sind bis in den verhältnismäßig seichten Faltenbau des Barrandiens; 2. Die so ungleiche, teils beinahe dichte, sowie porphyrische Ausbildung der granitischen Ganggesteine (Alsbachite, saure Porphyrite, Granophyre, Kersantite); 3. die ungleiche Umwandlung des Olivins in Pilit; 4. die „Moravische Überschiebung“, bei der doch nach F. E. Sueß Auffassung die moravischen Gneise unter die moldanubischen zu liegen kamen, also noch tiefer, ohne indes die Merkmale einer größeren Tiefenstufe angenommen zu haben. (S. 170—173.)

3. Allgemeine geologische Ergebnisse.

1. Die „Moravische Überschiebung“, insofern sie aufgefaßt wird als ein Anpressen der plastischen moldanubischen Zone zur Zeit der Granitisation gegen die relativ starre moravische, konnte sehr wahrscheinlich gemacht werden. (S. 170—173.)

2. Die verschiedensten Gründe weisen in bezug auf das Alter der moldanubischen Granitintrusionen und Vergneisungen nach derselben Richtung, sie sprechen für ein postdevonisches, varistisches Alter. (S. 174—175.)

Die Belegstücke zu vorstehender Arbeit befinden sich in der Vergleichssammlung der Hess. Geolog. Landesanstalt. Dort wurden die Untersuchungen zum größten Teile ausgeführt, begünstigt durch das liebenswürdige Entgegenkommen des derzeitigen Direktors Herrn Oberbergrat Prof. Dr. G. Klemm, des besten Kenners der odenwäldischen Ganggesteine. Ihm sei für alle Förderung an dieser Stelle der aufrichtigste Dank ausgesprochen. Ebenso Herrn Privatdozenten Dr. W. Hoppe für die freundliche Durchsicht der Druckbogen.

Literaturnachweis.

(Die Zahlen im Text geben die Nummern im Literaturnachweis sowie Seitenzahl an.)

1. Becke, F., Die Gneisformation des niederösterr. Waldviertels. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1882.
2. — Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterr. Waldviertels. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1883.
3. — Notizen aus dem niederösterr. Waldviertel. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1886.
4. — Die Entstehung des kristallinen Gebirges. Naturwiss. Rundschau. XXIV. Jg., Nr. 17.
5. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien 1913.
6. — Über das Grundgebirge im niederösterr. Waldviertel. Intern. Geol.-Kongreß. Stockholm 1910.
7. —, Himmelbauer, A., Reinhold, F., Gorgey, R., Das niederösterr. Waldviertel. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1913.

8. Born, A., Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abhandl. d. Senckenbergischen Naturforsch. Ges. 1921.
9. Cloos, H., Der Mechanismus der tiefvulkanischen Vorgänge. Braunschweig 1922.
10. — Der Gebirgsbau von Schlesien. Berlin 1922.
11. Greng, R., Der Diallagamphibolit des mittleren Kamptals. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1910.
12. Grubenmann, U., Die kristallinen Schiefer. 1910.
13. Hinterlechner, K., Die geologischen Verhältnisse im Gebiet des Kartenblattes Deutsch-Brod. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1907.
14. — Über Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge in Böhmen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1909.
15. — Über metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1910.
16. — Geologische Mitteilungen über osiböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für eine Altersbestimmung für einen Teil des kristallinen Territoriums der Böhmisches Masse. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1911.
17. — Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der Böhmisches Masse. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1914.
18. — Beiträge zur Geologie der sogenannten Moravischen Fenster. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1916.
19. — Über Schieferinjektionen aus dem Gebiete der Spezialkartenblätter Krems und Horn. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1917.
20. Katzer, Geologische Beschreibung der Gegend von Rziczán. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1888.
21. — Nachträge zur Kenntnis des Granitkontakthofes bei Rziczán. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1904.
22. Klaes, H., Über einige Ganggesteine aus der niederösterreich. Gneisformation. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. Bd. XXVIII, 3. Heft, 1909.
23. Klemm, G., Die Granitporphyre und Alsbachite des Odenwaldes. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Großherzogl. Geol. Landesanst. in Darmstadt, IV. Folge, Heft 35, 1914.
24. — Über zwei gemischte Eruptivgänge im Granit des Malchen (Melibocus) an der Bergstraße. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, Heft 5, 1923.
25. — Der Granit von Waldmichelbach im Odenwald. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, Heft 5, 1923.
26. Kolbl, L., Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreich. Waldviertel. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1922.
27. Limbrock, H., Der Granulit von Marbach—Granz a. d. Donau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1923.
28. Reinhold, Fr., Die Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreich. Waldviertel. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1910.
29. Salomon, W., Grundzüge der Geologie. I. Teil, Milch, L., Umwandlung der Gesteine 1922.
30. Sander, B., Über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1912.
31. — Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1914.
32. Sandkühler, B., Über Malchite und verwandte Gesteine im Odenwald. Abhandl. d. Großherzogl. Geol. Landesanst. in Darmstadt. 1912. Bd. V, Heft 3.
33. Sella, F., Zur Kenntnis der Brünner Eruptivmasse. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1922.
34. Suess, E. F., Bau und Bild von Böhmen. Wien 1903.
35. — Der Granulitzug von Borzy in Mähren. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1900.
36. — Die kristallinen Schiefer Österreichs innerhalb und außerhalb der Alpen. Comptes Rendu IX Congrès Géol. intern. de Vienne 1903.
37. — Die Moravischen Fenster usw. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien 1912.
38. — Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge im Gebiete von Frain und Geras. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1908.

39. — Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Eruptivmasse. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1906.
40. — Beispiele plastischer und kristalloplastischer Gesteinsumformung. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1909.
41. — Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1904.
42. — Bemerkungen zur neuen Literatur über die Moravischen Fenster. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1918.
43. — Zum Vergleich zwischen varistischem und alpinem Bau. Geol. Rundschau Bd. XIV, Heft 1.
44. Waldmann, L., Das Südennde der Thayakuppel. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1922.
45. Weber, M., Beispiele von Primärschieferung innerhalb der Böhmischem Masse. Centralbl. f. Min. Geol. Palaeontol. 1913.

Inhaltsangabe.

	Seite
Einleitung	129
I. Der Granitbatholith der Donau-Moldau-Wasserscheide	130
1. Der Kristallgranit	130
2. Der körnige Granit	132
3. Die Ganggranite	133
4. Das granitische Ganggefüge	134
5. Die aplitischen und pegmatitischen Gesteine	134
II. Die eigentlich gangförmig auftretenden granitischen Spaltungsgesteine	135
1. Die granitporphyrischen Gesteine	136
a) Die Syenitporphyre	136
b) Die dioritporphyritischen Gesteine	141
2. Die Lamprophyre	144
3. Die alsbachitischen und malchitischen Gesteine	146
1. Die alsbachitischen Gesteine	147
a) Die alsbachitischen Ganggranite	147
b) Die Alsbachite	149
c) Die Ursachen der Paralleltextur	150
2. Die malchitischen Gesteine	151
3. Einige der bedeutendsten Aufschlüsse	153
3. Zusammenfassung	157
III. Das Gneisgebiet östlich vom moldanubischen Batholithen	158
1. Die Adergneise	159
2. Die Mischgneise	160
3. Die inverse Zonenstruktur der Plagioklase	163
4. Die Ursachen der Metamorphose im Moldanubikum	164
1. Die Temperaturen	166
2. Die Mineralisatoren	167
3. Der Druck: Intrusionsdruck und tangentialer, seine Richtung	168
a) in den Adergneisen	169
b) in den Ortho-Mischgneisen (Gföhler Gneis)	169
c) in der „Moravischen Überschiebung“	170
5. Das Alter der Granitintrusionen und der durch sie bedingten Gneisbildung	174
Ergebnisse	176
1. Mineralogische Eigentümlichkeiten	176
2. Petrogenetische Ergebnisse	176
3. Allgemeine geologische Ergebnisse	178
Literaturnachweis	178

Zur petrographisch-tektonischen Analyse.

II. Teil.

Von Bruno Sander.

Vorwort.

Es bedarf meines Erachtens der Aufklärung, daß ich schon zum zweiten Male vom Wege aller früheren einschlägigen Arbeiten abweiche, nämlich das Allgemeine nicht an die Diskussion und Beschreibung von Präparaten anknüpfen kann, und daß das Experiment auch dort fehlt, wo ich selbst es nahelegen muß; was eine bekannte Gefahr für die ganze Arbeitsrichtung heraufbeschwört. Es ist dadurch bedingt, daß gegenüber der Ungunst der Zeiten die von mir besorgte Lehrkanzel sich nur unvollkommen unseren neuen Fragestellungen anpassen läßt und demgemäß das Experiment, ja sogar manche wesentliche Präparatherstellung anderen Stätten überlassen bleiben muß.

Indem ich es also einerseits für sachdienlicher halte, unter diesen Umständen wenigstens gewisse Fragestellungen und Begriffe — Einführung neuer Begriffe scheint mir derzeit fruchtbarer als die subtilste Schlußfolgerung mit alten — einem weiteren Fachgenossenkreise vorzulegen, hoffe ich doch, in einer Fortsetzung dieser Arbeit die hier fehlenden Beispiele beibringen zu können und damit zu meiner eigentlichen Richtung zurückzukehren, welche der Deduktion mit einem für den Gegenstand heute noch zu engen physikalischen Begriffsinventar die Rolle einer wesentlichen Vorschule und Erklärerin zuweist, nicht aber gestattet, Beobachtungen zu erübrigen oder nicht wahrhaben zu wollen.

Unter den Arbeiten, deren Kenntnis ich für gewisse Erörterungen für wesentlich halte und voraussetze, nenne ich mit dem Gefühl persönlicher dankbarer Achtung gegenüber zahlreichen jüngeren Metallographen und Physikern hier nur summarisch die metallographischen Arbeiten von Czochralski (zusammengefaßt in seiner „Modernen Metallographie“) die Arbeiten der Berliner Forschungsinstitute (zusammengefaßt von Masing und Polanyi, Kaltreckung und Verfestigung, Ergebnisse der exakt. Natw. II. und in der folgenden Arbeit Schmidts reich zitiert), ferner die Arbeit Schmidts „Über Gesteinsumformung“.

Wenn ich es auf dem begrenzten verfügbaren Raum für sachdienlicher halten müßte, nicht an die viel zahlreicheren Übereinstimmungen mit der letztgenannten Arbeit, sondern an die weit weniger zahlreichen, zum Teil wohl nur einstweiligen Verschiedenheiten unserer Auffassungen anzuknüpfen, so mußte dies der vorgeschriebenen Kürze halber geschehen und entspricht nicht meiner Freude über die Betonung dieser Fragen.

Die folgenden Kapitel sind einzeln und mit der für die Drucklegung geforderten starken Kürzung einer Vorlesung über derartige Grenzgebiete (Innsbruck 1924/25) entnommen und setzen Föhlung mit den Verb. G. B. A. 1923, Seite 85, genannten Arbeiten voraus.

Sie beruhen, wie man sehen wird, unter anderem auf der sicheren Hoffnung, daß die systematische Aufschnung bisher übersehener passiver und anderer geregelter Gesteinsgefüge röntgenoptisch und mit dem Drehtisch erst das eigentliche Verständnis für die Verbreitung und Bedeutung der Gesteinsgefüge bringen wird.

Nach Drucklegung dieser Arbeit erst gingen mir zu:

Die Vorträge von Polanyi, Weissenberg und Mark (Zeitschr. f. Krist., 1925) auf der Innsbrucker Naturforscher-Tagung 1924), welche so wesentlich beitrugen zum Gelingen meines Versuches, bei dieser Gelegenheit das gemeinsame Interesse der Petrographie und Metallographie an allgemeiner Gefügekunde aufzuweisen.

Ferner der von Mügge besorgte physiographische Teil des Rosenbuschschen Handbuches, 5. Aufl.

Ferner briefliche Mittheilungen von Schmidt-Leoben über demnächst zu publizierende Ergebnisse an Quarzgefügen mit dem Drehtisch, welchen Schmidt noch vor mir praktisch anzuwenden in der Lage war.

Weitere allgemeine Eigenschaften der Gesteine schaffenden Bewegung.

Eine anhaltend darauf gerichtete Betrachtung lehrt mehr und mehr, daß es Bewegungen in der Erdrinde sind, welchen die genetisch bedeutendsten und sehr oft auch unterscheidensten Merkmale der Gesteine eindeutig oder mehrdeutig, unmittelbar oder mittelbar zuordenbar sind, in weit höherem Grade als dies üblicherweise zu Worte kommt. Von den allgemeinen, genauerer Fassung sehr werten Eigenschaften dieser Bewegungen können hier einige nur flüchtig genannt werden: Die Beziehbarkeit auf kosmische Daten und auf Erdrindenteile, wobei im letzteren Falle bekanntlich Doppelsinnigkeit weit öfter auftritt als dies heute großtektonische und detailtektonische Darstellungen erkennen lassen; die Summierbarkeit der Teilbewegung zur Bewegung des Ganzen, wogegen leider bisweilen der unberechtigte Schluß von der Bewegung des Ganzen auf die Teilbewegung begegnet u. a. m. Andere allgemeine Eigenschaften der Erdkrustbewegung hängen enger mit der petrotektonischen Fragestellung zusammen und mögen daher wenigstens ausführlicher genannt werden.

So haben wir als eine weitere wichtige Eigenschaft der Erdkrustbewegungen jeweils festzustellen, ob sie ohne Entmischung oder unter Entmischung erfolgen. Letzteres, indem entweder „tektonische Entmischung“ im bewegten Gesteinskörper stattfindet, oder indem sich entmischtes Material von einem Gesteinskörper fortbewegt. Derartige „Entmischungstransporte“ sehen wir eine Rolle spielen bei der tektonischen Trennung differenzierter Magmen, bei allen Abtransporten der durch Lösung oder Zerkleinerung gewonnenen Massen, bei

der Wanderung mobiler Bestandteile (d. h. mobilisierter Bitumina, Erze usw.) bis zur internen Sedimentation im Porenvolumen eines anderen Gesteinsteiles oder metasomatisch; sei es nun, daß der Druck (wie im Falle des Öls) die Wanderung und Rast bedingt oder daß Löslichkeitsbedingungen wie z. B. in Zementationszonen der Erze das Halt gebieten.

Damit haben wir schon angedeutet, daß eine Unterscheidung nach dem Medium, in welchem der Transport erfolgt, zweckmäßig sein kann; indem man etwa interne in Gesteinskörpern vollzogene Migration und Sedimentation von externer (wässriger und äolischer) unterscheidet. Es bietet vielfache Anregung, zu beachten, daß sich, je nachdem die interne Migration in festen bis flüssigen Gesteinskörpern vorgeht, bei den teilweise fließenden Gesteinen alle möglichen Übergänge einstellen, zwischen dem Extrem der Migration auf scharfen Rupturen und ohne Reaktionen mit dem Muttergestein und dem anderen Extrem, welches z. B. vorliegt, wenn sich finnische Migmatite aus den eingewanderten Granitfeldspaten und den Bestandteilen basischer Gesteine mischen und in so vielen anderen Fällen (z. B. Feldspatisation in granitischen Teufen). So ist also bewegtes Material und Medium der Bewegung zur Kennzeichnung derselben allgemein zu unterscheiden.

Es ist ferner die Horizontalkomponente von der Vertikalkomponente der Bewegung wegen ihrer ganz verschiedenen petrographischen Wirkung zu unterscheiden. Erstere führt zu Bewegungen als Block („en bloc“) oder zur Bildung von Tektoniten; im allgemeinen Falle aber nicht in rasch geänderte Bedingungen der die Erde umgebenden Felder, z. B. nicht aus den Stabilitätsfeldern der Minerale und nicht zu der dadurch bedingten Änderung der Mineralfazies. Die Horizontalkomponente kann unter Umständen das Medium ändern, in welchem bewegt wird, z. B. Schübe ins Wasser oder vom Wasser ans Festland; oder sie kann den Transport an Änderungen der Felder annähern, z. B. Überschiebung oder sedimentäre Bedachung einer Aufschmelzungszone.

Die Vertikalkomponente aber führt rasch und jedesmal zur Änderung der Drucktemperatur-Felder, damit in neue Bedingungen, welche die Stabilität der Minerale aufheben können und damit die (trockene oder feuchte) Rekristallisation des deformierten Minerals in anderer Phase bedingen.

Man würde also hienach glauben, daß es im wesentlichen die Vertikalkomponente einer tektonischen Bewegung ist, welche die Mineralfazies bestimmt. Tatsächlich vermag aber auch ein Horizontaltransport unter Durchbewegung des Gefüges die Mineralfazies eines Gesteins durchgreifend zu ändern, während am undurchbewegten Gesteine in gleicher Rindentiefe noch keine Anpassung der Mineralfazies an die Drucktemperaturbedingungen dieser Tiefe erfolgt. In sehr vielen Fällen entscheidet eben der Umstand, ob eine Durchbewegung mit „Umrührwirkung“ erfolgte, darüber, ob während der Aufenthaltszeit des Gesteins in bestimmter Tiefe bereits eine Anpassung der Mineralfazies an den Aufenthaltsort stattfand oder nicht.

Damit gelangen wir zu einer weiteren wichtigen Kennzeichnung der Bewegung, nämlich zur Frage der Stetigkeit, Unstetigkeit und Rhythmik ihres zeitlichen Ablaufs. Und zur Frage ihrer absoluten Geschwindigkeit.

Letztere Frage kann dort lösbar werden, wo eine Messung an einer bekannten Geschwindigkeit gelingt. Das bekannteste, neuerlich sehr unsicher gewordene Beispiel für absolute Zeitmessung in Gesteinen ist die Zerfallszeit aktiver Minerale, sofern feststeht, von welchem Isotop man dabei auszugehen hat. Diese kann zunächst einen Rückschluß auf die Existenzzeit des Gesteins seit Bildung des Minerals ergeben. Und es wäre denkbar, doch fehlt es dafür noch an Beispielen, von da aus auf die Geschwindigkeit irgendeines Massentransportes, z. B. einer pegmatitischen Durchtränkung einer Batholithhülle zu schließen.

Eine andere Möglichkeit eröffnet sich, wenn wir lernen, in deformierten Gesteinen Deformationsgeschwindigkeit und Kristallisationsgeschwindigkeit einzelner Minerale des Gesteins in Beziehung zu setzen.

Diese letzteren Möglichkeiten sind weit zahlreicher als die ersteren. Zum Beispiel läßt sich die Kristallisationsgeschwindigkeit von Holoblasten mit verlegter interner Reliktstruktur in Beziehung setzen zur Rotationsgeschwindigkeit des Holoblasten (z. B. eines Holoblasten mit „Einschlußwirbel“). Oder es läßt sich die Wachstumsgeschwindigkeit polygonal in Falten angeordneter Minerale in Beziehung setzen zur Geschwindigkeit der Deformation, etwa gemessen durch die Abnahme des Krümmungsradius der Falte in der Zeit. Oder es ergeben sich Möglichkeiten, die Ausheilung von Spalten, d. h. die Wachstumsgeschwindigkeit der wandständigen ausheilenden Kristalle in Beziehung zu setzen mit der Geschwindigkeit der Erweiterung der Spalte, welche in vielen Fällen die Differentialbewegung einer großen Gesteinsbewegung ist.

Wie steht es nun heute mit der Frage nach der relativen Geschwindigkeit der Bewegungen in der Erdkruste, mit ihrer Stetigkeit, bzw. Unstetigkeit, Gleichförmigkeit, bzw. Ungleichförmigkeit.

Zeiten der Ruhe ohne Deformation und Durchbewegung lassen sich unterscheiden; noch besser ist es allerdings in manchen Fällen, nur von Aufenthaltszeiten und Aufenthaltsorten der Erdrindenteile zu sprechen. Unbewegtes Verweilen an einem Aufenthaltsort und unter dessen Bedingungen ermöglicht bisweilen, namentlich wenn höhere Temperaturen das Bezeichnende sind, die Ausbildung der diesen Bedingungen angepaßten Mineralfazies (Eskola), aus welchen sich dieses geologische Interim die geologisch ereignislose Zeit in der Vergangenheit des Gesteins noch mehr oder weniger gut ablesen läßt.

Weit mehr zeitliche Gliederung ergibt sich aus der Betrachtung der polymetamorphen (Königsberger) Gesteine, welche Anpassungserscheinungen an verschiedene Bedingungen und geologische Ereignisse nebeneinander beobachten und sehr oft zeitlich reihen lassen (bei Mineralgenerationen polymetamorpher Schiefer).

Nicht nur in polymetamorphen Gesteinen, sondern in monometamorphen schon ergibt sich sehr oft die Möglichkeit, zeitliche Generationen neugebildeter Minerale zu unterscheiden und damit zeitlich zu gliedern. Und immer lassen sich diese Kristallisationsvorgänge in irgendeine zeitliche Beziehung zu den Differentialbewegungen durchbewegter Gesteine

bringen, woraus eine oft eingehende Gliederung der deformierenden Bewegung erfolgt. Es will diese Gliederung der Bewegung keineswegs etwa schon an sich ein Beweis der Unstetigkeit der Bewegung sein, wie dies an meinen derartigen Versuchen bisweilen mißverstanden wurde.

Derartige Studien stehen im Anfange und wir wissen noch nicht, wie weit wir von der Gliederung der Bewegungen aus dem Gefügestudium vordringen im Nachweis von Unstetigkeiten der Bewegungen oder gar von rhythmischer Wiederkehr gleicher Bedingungen und gleicher Bewegungen.

Weit mehr haben wir wohl, was den Nachweis rythmischer Wiederkehr von Bewegungen der Erdhaut anlangt, vom vertieften Studium der Transporte im Wasser direkt zu erwarten und haben dann mittelbar von der Rhythmik solcher Bewegungserscheinungen, wie sie uns rhythmisch sedimentierte Gesteine ablesen lassen, bisweilen auf rhythmische Vertikalbewegungen zu schließen, welche für vergangene, der Messung entzogene Zeiträume eben nur noch auf das feinste aus den zugehörigen rhythmischen Horizontaltransporten des Sediments nicht aber aus dem Gefüge erschließbar sind.

Zur Kaltreckung und Gefügeregelung.

Der Begriff Kaltreckung der Metallographen hat heute zum Inhalt: 1. im Gefüge, bzw. an Einkristall sichtbare Erscheinungen; 2. Eigenschaftsänderungen; 3. Hypothesen über den Mechanismus im kaltgereckten Gitter und eine gemeinsame Wurzel der Änderungen; 4. eine Temperaturangabe. Da die Eigenschaftsänderungen der gesteinsbildenden Minerale bei Deformation fast gänzlich unbekannt sind und über den Mechanismus kaltgereckter Gitter überhaupt noch keine Einigung besteht, da ferner auch die Angabe der Rekristallisationstemperatur für Gesteinsbildner nicht möglich ist, ja nicht einmal trockene Rekristallisation mit Sicherheit nachgewiesen ist, ist zwar die Beachtung der Kaltreckung an Gesteinsbildnern ein fruchtbarer Impuls, aber es scheint mir keineswegs an der Zeit, den Begriff Kaltreckung auf die Gesteinsbildner oder auf die Gesteine zu übertragen, bevor die in dieser Arbeit aufgeworfenen Kriterien geprüft sind. Um so mehr als selbst die sichtbaren Erscheinungen am kaltgereckten Einkristall derzeit etwa folgendes Nebeneinander ergeben.

Bei Deformation ohne Rekristallisation zeigen:

Metalle	Gesteinsbildner:
Verlust der Kristallfigurenätzbarkeit „inhomogene Reflexion“.	Untersuchungen hierüber erst eingeleitet.
„Innerkristalline Linien“ Zwillinge	Optische Anomalien.
Keine rupturale Kornverkleinerung sondern lediglich „Kornstreckung“.	Ebenso
	Sehr oft rupturale Kornverkleinerung. Bisweilen neben stetiger Kornstreckung (z. B. Quarz). Letztere häufig (z. B. Glimmer).

Metalle

Einstellung des Gitters zur äußeren Kraft; a) dadurch bewirkte passive Gefügeregelungen; b) Einstellung in Scherflächen durch Kornrotation?

Gesteinsbildner:

Wahrscheinliche Beispiele für a und b. Weitere Untersuchung nötig.

Ich stehe auf dem Standpunkt, daß die Übertragung der Begriffes Kaltreckung auf Minerale und Gesteine — bei denen wir schon längst von nachkristalliner Deformation sprechen — erst dann einen Sinn hat, wenn wir nicht etwa einfach Kaltreckung = Deformation ohne Rekristallisation setzen, sondern auf den Inhalt des Begriffes Kaltreckung bei den Metallographen achten.

Man sieht, daß wir erst hinsichtlich der sichtbaren Erscheinungen etwas Boden unter den Füßen haben. Aber ich glaube, daß Schmidts Verdienst keineswegs in der noch immer verfrühten Übertragung des Begriffes Kaltreckung auf alle nachkristallin deformierten Gesteine liegt, sondern in der besonders kräftigen Anregung metallographischer Studien für Petrographen durch Betonung der „Kaltreckung“ und anderer Begriffe.

Als eine Grundfrage der Mineraldeformation (nicht mit Gesteinsdeformation zu identifizieren) ist festzuhalten:

Gibt es für alle Gesteinsbildner oder für welche Gesteinsbildner gibt es Bedingungen, unter welchen sie „Kaltreckung“ zeigen wie die Metalle? Und kommen diese Bedingungen natürlich vor? Wir sind weit davon entfernt, die erste Frage theoretisch beantworten zu können und weit davon, sie praktisch experimentell beantworten zu können. Wahrscheinlich wird sie sich bejahen lassen, für alle Fälle, in welchen sozusagen diese Bedingungen der Plastizität mit den Existenzbedingungen der Phase noch zusammenfallen. Wo nicht, so werden wir eben die betreffenden Minerale nicht plastisch deformiert finden und experimentell nicht plastisch deformieren können. Sondern, wenn wir die Drucktemperaturbedingungen variieren, im Sinne einer Annäherung an die Plastizitätsbedingungen, so wird im Falle der Deformation nicht das plastisch deformierte un stabile Mineral erscheinen, sondern entweder „mechanisch chemische Deformation“ oder Rekristallisation in Gestalt eines stabilen Minerals oder mehrerer für das un stabile eintreten.

Ein Teil der Metalltechnologen (Bauschinger, Czochralski) geht von der Anschauung aus, daß sich bei Kaltreckung des Kristalls die Einzelkörner plastisch proportional zur Deformation des Ganzen umgestalten. Das ist ein Verhalten, welches wir an gestreckten und gewalzten Gesteinen schon sehr lange kennen, was die verflachte, bzw. stabförmig gewordene Gestalt der Körner anlangt. Doch ist es bekanntlich möglich, daß die Mineralkörner diese Form entweder durch Kristallisation (tektonoblastisch TMM 1911) oder durch plastische Kornumformung (tektonoplastisch l. c.) erhielten. Für letzteres, welches erst eine Analogie zu kaltgereckten Metallen ergibt, kennen wir als beste Beispiele bis jetzt monomikte Quarzite.

Wenn ein Metallograph wie Czochralski von der grundlegenden Tatsache ausgeht, daß beim wahren Kaltstrecken keine Korn-

zertrümmerung, sondern nur eine Kornumgestaltung stattfindet, so können wir keineswegs etwa statt nachkristallin deformierte Gesteine einfach sagen „kaltgereckte“.

Ein weites Feld für Hypothese und Experiment eröffnet sich, wenn wir vom chemischen und physikalischen Standpunkt die Verhältnisse in der Begrenzungsfläche der Gefügekörner im Intergranularennetz betrachten, z. B. im Intergranularennetz kaltdeformierter kristalliner Gefüge. Man ist sich unter Metallographen enig darüber, daß die intergranulare Zwischenschicht eine Sonderstellung im Gefüge hat (Tammann, Vogel, Czochralski, Mosing). Es grenzen da verschieden orientierte Raumgitter aneinander. Erhöhen wir nach Deformation die Beweglichkeit der Gitter durch Erwärmung, so sind es vielfach die Intergranularen, welche mit der Umkristallisation beginnen.

Es erscheinen in den Intergranularen kaltgereckter monomykter Gefüge die Gitter bisweilen stärker mit inneren unausgeglichenen Spannungen durchsetzt als das übrige Korn, bisweilen dürften die Grenzschichten erzwungen homöotrop sein. Die Lösungsgeschwindigkeit der Metalle wird durch Kaltknetung geändert. Manche Metalle, wie das Eisen, werden durch Kaltkneten schneller löslich und ihre Intergranularen werden schneller löslich als das Korninnere (Eisentypus). Andere Metalle (z. B. Cu, Al) werden durch Kaltkneten langsamer löslich, und ihre Intergranularen werden langsamer löslich als das Korninnere. Wir dürfen also keineswegs ohne weiteres eine Erhöhung der Löslichkeit durch Kaltreckung bei allen Gesteinsbildnern a priori annehmen. Es wird bei höherer Temperatur die Festigkeit des Intergranularennetzes bisweilen kleiner als die des Kornes, wogegen der Kaltbruch intragranular verläuft.

Es hängt also bei Metallen in manchen Fällen die Festigkeit des intergranularen Films von der Temperatur ab.

An analogen Versuchen oder wenigstens vergleichenden Untersuchungen an Gesteinen fehlt es vollständig. Für solche Versuche kommen nur streng monomikte Gesteine in Frage. Und es ist von vornherein damit zu rechnen, daß hier vielleicht zwischen allen, jedenfalls aber zwischen sehr vielen Gesteinen und den Metallen ein sehr einschneidender Unterschied besteht. Bei allen oder nur manchen Gesteinen besteht nämlich das Intergranularennetz vor allem aus einem wässerigen Lösungsfilm. Bei solchen Gesteinen treten aber benachbarte Gitter überhaupt nur durch Vermittlung des wässerigen Films hindurch in Verkehr, nicht aber direkt in den Wirkungskreis ihrer atomaren Kräfte. Das ist die weder theoretisch noch experimental gelöste Frage nach der Bedeutung des Lösungsumsatzes in Gesteinen.

Ich möchte da zunächst wenigstens drei Kategorien unterscheiden.

1. Es sind nasse Gesteine bekannt, in deren Intergranularen wässrige Lösung zirkuliert, und zwar:

- a. der Schwerkraft folgend,
- b. kapillar.

2. Es sind feuchte Gesteine bekannt, in deren Intergranularen ein wässriger Lösungsfilm liegt, welcher nicht mehr kapillar zirkuliert (nach

Terzaghis Versuchen nicht mehr verdunstet), eine sehr beträchtliche Scherfestigkeit besitzt, also z. B. nicht als Schmiermittel wirkt, sondern die Körner mit seiner Festigkeit aneinander bindet. Die Rolle dieses Films für den Lösungsumsatz ist noch unerörtert.

3. Es sind Gesteine fraglich, in welchen die wässerige Intergranulare fehlt. Man könnte sie strengtrockene Gesteine nennen.

In bezug auf alles Verhalten, bei welchem das Intergranularnetz mitwirkt, also in bezug auf Deformations- und Kristallisationsvorgänge ist nur diese letztere fragliche Kategorie der strengtrockenen Gesteine den Metallen ohne weiteres an die Seite zu stellen.

Diese Andeutungen mögen zunächst auf die Notwendigkeit sehr genauer Fassungen hinweisen, wenn die metallographischen Erfahrungen für die Petrographie deduktiv verwendet werden sollen, und sie mögen genaueres Eingehen in diesem Jahrbuch rechtfertigen, in welchem später die gewonnenen Kriterien ausgenützt werden sollen.

Bemerkungen zum Deformationsmechanismus des Einkristalls.

Die Kristallerholung der Metallographen geht auch während der Dehnung vor sich, und zwar mit einer bestimmten Geschwindigkeit. Je nach der Geschwindigkeit der Dehnung ist es also möglich, daß die Erholung die Wirkung der Dehnung (der Kaltreckung) während des Aktes schon mehrminder ausgleicht (bei langsamer Dehnung), oder aber es erfolgt die Dehnung so rasch, daß die Erholung nicht nachkommt. Es sammeln sich also die Kaltreckungswirkungen an. Und es läßt sich sowohl für Einkristalle als für Gefüge sagen, daß um so mehr Verfestigungswirkungen und entsprechende Eigenschaftsänderungen während des Deformationsaktes zustande kommen, je rascher die Deformation vollzogen wird. Und daß von einer gewissen unteren Grenzgeschwindigkeit der Deformation an nach unten keine Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung mehr zustande kommen; keine Anhäufungen verborgener elastischer Spannungen im Korn oder im Gefüge; also auch kein Anreiz zur Rekristallisation in gleicher oder anderer Phase. Es sind also alle diese Folgen der Kaltreckung, auch die Korngrößenänderung durch Rekristallisation, darauf angewiesen, daß die Deformation mit einer gewissen Geschwindigkeit vor sich geht. Wir kennen diese Geschwindigkeit für Minerale nicht und könnten höchstens sagen, daß sie erreicht war, wo immer wir sichere Folgen der Kaltreckung, also z. B. die auf trockene Rekristallisation weisenden Korngrößenregeln, vorfinden. Und wir könnten schneller deformierte (während der Deformation) „nicht erholte“ Tektonite von langsam deformierten „erholten“ Tektoniten unterscheiden.

Es ist für diese Betrachtung ferner von Wichtigkeit, daß das kristalline Gefüge schon bei weit geringerer Deformation rekristallisiert als der frei deformierte Einkristall, da die Körner im Gefüge eingespannt weit stärkere innere Verspannungen erleiden, als im einfachen freien Dehnungsversuch.

Und weiter ist für diese Betrachtung von Wichtigkeit, daß tiefere Temperatur ganz wie größere Deformationsgeschwindigkeit wirkt und also hohe Kaltreckungswirkungen begünstigt.

Für die Gesteine der Erdrinde ergibt sich hier die Frage, ob wir über Niveaus verschiedener Deformationsgeschwindigkeit, verschiedener Temperatur und demgemäß verschiedener Disposition für Kaltreckung und echte Rekristallisation etwas voraussagen haben.

Zunächst sind Bewegungshorizonte prädisponiert. Unter diesen wieder solche in einer optimalen Tiefe, deren Temperatur die Rekristallisation bei der gegebenen Deformationsgeschwindigkeit einerseits noch nicht durch mitlaufende Kristallerholung verhindert (wie in zu großer Tiefe) andererseits aber doch Rekristallisationsphänomene ermöglicht. Für gleiche Gesteine wird die optimale Tiefe für trockene Rekristallisation für rasche Deformation tiefer liegen als für langsame.

Die Amorphiehypothese nimmt das Auftreten amorpher Strukturen anlässlich der Kaltknetung an als Ursache der Eigenschaftsänderungen. Ich habe (Jb. B. A. 1923) die Stellung eingenommen, daß an die Stelle eines einheitlichen Kristalles, das ist eines einheitlichen Gitters ein mehr oder minder geregeltes Aggregat aus Teilen des Gitters ein „Gitteraggregat“ treten könne. Es ist unverkennbar, daß wir uns in diesem Falle, was das deformierte Ganze anlangt, zwischen den Begriffen Kristall und amorph befinden, vielleicht mehr bei amorph, wenn wir z. B. amorphe Substanzen mit Spannungsdoppelbrechung noch amorph nennen.

Ein Argument (Polanyi, Masing l. c.) gegen die Amorphiehypothese will ich hier wegen seiner allgemeinen Bedeutung anführen. Es fällt dieses Argument in das überaus weitreichende Prinzip von der Erhaltung oder zuordenbaren Umarbeitung vorgezeichneten mechanischen Gefüges bei Durchbewegung. Ein Prinzip, welches wir die Gesteinsdeformation jeden Ausmaßes bis in die Gefügedeformation beherrschen sehen.

Die Entstehung einer amorphen, also gänzlich ungeordneten Phase aus einer kristallinen weit unter dem Schmelzpunkt, wird von der Thermodynamik aus abgelehnt für alle Fälle, in welchen die Spannungen keine dem Molekularvolumen proportionale Arbeit leisten (Polanyi, Masing l. c.). In solchen Fällen ist eine beträchtliche Verschiebung des Schmelzpunktes durch die Spannung ausgeschlossen. Damit ist für die aneinandergedrückten Gefügekörner die nötige Erniedrigung des Schmelzpunktes ausgeschlossen. Damit ist also die Schmelzung ausgeschlossen, ohne welche die Entstehung der amorphen These aus der kristallinen als unvorstellbar gilt. So daß wir eine durch Strukturen vorgezeichnete Umordnung, nicht aber gänzliche Unordnung auch bei Kaltknetung des Einkristalls begegnen.

Ich glaube, daß diesem Fragegebiete die Bezugnahme darauf unerlässlich wird, daß erzwungene Gefügeregelung bei Kaltknetung irgendwelcher kristalliner Aggregate unter gewissen Bedingungen die Regel ist, nicht die Ausnahme, wie ich dies schon vor 10 Jahren in aller Allgemeinheit auch für Metalle vertreten habe. Es könnte z. B. die dislozierte Reflexion durch Kaltknetung infolge von Regelung verschwinden und die Kristallfigurenätzbarkeit bei einer gewissen Kleinheit der Elementarteile des Gitteraggregats. Ja es ergibt sich hier meines Erachtens ein

Weg, durch Ätzfiguren zu prüfen, welcher Größenordnung die gegeneinander verschobenen Gitterteile angehören und den Bau einer solchen durch Teilbewegung im Kristall entstandenen Gitteraggregats, wie ich es (J.B. 1923) genannt habe, nicht nur optisch, sondern durch Ätzfiguren zu verfolgen.

Schon Rinne hat den Röntgenasterismus der Lauediagramme bei Kaltreckung, bzw. Biegung des Kristalls festgestellt, aber nicht als Beweis für Gitterstörungen, sondern als Zeichen der Dislokation von größeren Teilen des Kristalls genommen. Man könnte meines Erachtens hier eine gewisse Analogie zu dem seinerzeit eingeführten Begriffe des optisch korrelaten Kristallitenaggregats zu einem bestimmten Interferenzbild bilden und mutatis mutandis vor allem nach den röntgenoptisch korrelaten Gitteraggregaten zu den asteritischen Lauediagrammen suchen.

Die asteritischen Lauediagramme zeigen sich in ihrer Symmetrie der Symmetrie der betreffenden Kaltbeanspruchung zugeordnet. Bei geänderter Beanspruchung ändert sich auch die Orientierung der Strahlen, z. B. sie stellen sich zur Walzrichtung ein, einer Umregelung entsprechend.

Im Falle des kaltgereckten Einkristalls geht der Kristall in ein Gitteraggregat über, welches wenigstens bei den üblichen Deformationen zwar keine Einzelpunkte, kein Lauediagramm mehr liefert, aber eine dem Einkristallgitter zuordenbare Ordnung aufweist. Es liefert die Deformation sozusagen ein durch das Gitter vorgezeichnetes erzwungenes Nachbild der Gittersymmetrie, in welchem z. B. Zonen vielfach noch erkennbar sind. Es entsteht ein Gitteraggregat, dessen Regelung sowohl vom Gitter des Ausgangskristalls als von der Deformation vorgeschrieben ist.

Wenn ich aber ein unregelmäßiges Kristallitenaggregat deformiere, ist die Symmetrie der Regelung in anderer Weise eine Funktion der Deformation. Es ist ja nicht zu erwarten und am allerwenigsten bei kubischem Material, wie es Czochralski verwendet, daß irgendeine Deformation den regellosen Kristalliten Züge der kubischen Symmetrie aufzwingt.

Auch bei Czochralski tritt an Stelle des Gitters ein zwangsgeregeltes Gefüge. Ob dies wirklich, wie Czochalski annimmt, aus zwangsgeregelten Atomen an Scherflächen oder aus zwangsgeregelten Gitterteilen besteht und also ein Gitteraggregat in meinem Sinne bildet, das scheint mir jeweils die Frage. Ich halte die Umregelung von Atomen unter Umständen für denkbar und habe das unter anderem noch in die Hypothese aufgenommen, daß die Überführung einer Modifikation in eine andere durch die Spannungen der mechanischen Deformation gefördert werden kann.

Die Czochralskische Darstellung scheint mir durch den Gedanken des geregelten Gitteraggregats zu ergänzen. Sie scheint mir ein unabhängiger und ungewollter aber umso sichererer Beleg meiner 1923 entwickelten Anschauung über Kristalldeformation, sogar noch ehe wir die flüssigen Kristalle Lehmanns (J.B. 1923) oder die herrlichen Bilder betrachten, welche Czochralski (l. c. 227—232) von deformierten „Einkristallen“ gibt, deren Ätzung sie meines Erachtens deutlich genug als geregelte Gitteraggregate erkennen läßt.

Die von Czochralski gewalzten Einkristalle ergaben, wie auch Polanyi hervorhebt, eine Übereinstimmung der Röntgenogramme zwischen gleichartig deformierten Einkristallen und Gefügen; meines Erachtens eben ein Beweis dafür, daß sich der Einkristall als Gitteraggregat deformiert, mit ganz gleicher Regelung der Gitterteile, wie sie eben das Gefüge mit seinen Kristalliten bei gleichartigen Deformation erhielt.

Aus Czochralskis Dehnungsversuchen am Einkristall möchte ich hervorheben; „Freiwillige Kaltstreckungen in bestimmten Richtungen ergeben in bezug auf die Zugfestigkeit eine Annäherung an Isotropie, lassen aber noch deutlich die Symmetrie der Substanz erkennen.“ Meines Erachtens genügt dieser letztere Umstand vollkommen, um zu beweisen, daß die Kaltstreckung eben nicht in vom Raumgitter unabhängigen Zerscherungen besteht. Es wäre diesfalls eine Abbildung der Gittersymmetrie durch den Verfestigungskörper unvorstellbar. Es kann sich also nicht um eine 45° -Zerscherung wie an einem Kolloid oder statistisch isotropen Körper handeln. Und es ist in jedem Gefüge und so auch im Gitter schwieriger, Unordnung zu erzeugen als bisweilen angenommen wird.

Von „aufgenötigter“ Kaltstreckung wäre unter Umständen eine weitergehende Isotropierung des Kristalls in bezug auf Festigkeitseigenschaften zu erwarten.

Es tritt die Frage auf, ob die Teile, welche fallweise die zur Deformation des Einkristalls korrele Teilbewegung ausführen, einen Identitätsbereich der betreffenden Substanz umfassen oder weniger, in welchem letzterem Falle die mechanisch-chemische Deformation (namentlich einer komplizierten Verbindung) mir naheliegend scheint. Es wäre in diesem Zusammenhange denkbar, unter geeigneten Bedingungen ohne Schmelzung oder Lösung nur durch einen der Metallstreckung analogen Deformationsprozeß eine instabile Verbindung in eine oder mehrere trocken rekristallisierende feste Phasen umzukneten. In letzterem Falle könnten wir von Deformationsentmischung sprechen, als von einem der elementaren Vorgänge tektonischer Entmischung deformierter Gesteine oder anderer Gefüge.

Es scheint mir in manchen petrographischen Fällen die Annahme naheliegend, daß die bewegten Gitterteile keine Identitätsbereiche des Minerals sind und daß demnach das Mineral nicht ohne chemische Deformation „plastisch“ deformierbar war. Und wir verstehen es, wenn wir das hiebei entstandene Mineral in das Beanspruchungsfeld eingestellt finden. Auch scheint mir die chemische Änderung von Mineralen an Scherflächen auf trockenem Wege von hier aus denkbar.

Meines Erachtens wäre ein Argument für oder gegen die von Czochralski angenommene ohne Translation ins Atomegefüge eingreifende Zerscherung des Gitters auch auf diesem Gebiet zu suchen.

Man hätte im Laboratorium davon auszugehen, ob eine derartige Zerscherung und damit also der Dehnungsmechanismus der Metallkaltstreckung von Czochralski bei instabilen chemischen Verbindungen möglich ist. In Fällen, wo dies zutrifft, müßte man wohl annehmen, daß die Identitätsbereiche unzerschert bleiben und die Teilbewegung also in einem geregelten Gitteraggregat in meinem Sinn vor sich geht.

Man müßte also auch in diesem Fragenzusammenhang versuchen, unstabile Verbindungen kaltzurecken und beobachten, ob hiebei eine oder mehrere neue Phasen auftreten; also anders gesagt unstabile Verbindungen nicht kaltknetbar sind, ohne sich chemisch zu ändern; wie ich es als mechanisch-chemische Deformation an Mineralien beschrieben habe.

Bei den Metallographen bezieht sich ein Hauptinteresse auf die Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung und auf die Wiederherstellung der Eigenschaften durch Glühwirkung. Dieses Interesse liegt für den Petrographen noch in der Ferne, obgleich es denkbar erscheint, daß das Übereinander einer geglühten und einer kaltgereckten Gesteinsschale in der Erdkrinde einmal eine Rolle in der allgemeinen Geologie spielen wird. Jedoch erst dann, wenn die Eigenschaftsänderungen der Gesteine bei Durchbewegung allgemein faßbar geworden sind. Bis dahin ist unser Interesse auf das gerichtet, was wir über den Bewegungsmechanismus von Gefügen und Kristallen vom Metallographen zu lernen haben.

Eine ausgezeichnet klare Darstellung seiner Translations-Hypothese war bereits in Tammanns Metallographie vorhanden. Eine überaus eingehende Darstellung der Translationen auch mit Verbiegung der Netzebenen sowie der einfachen Schiebung zahlreicher Minerale war durch Mügge in Göttingen gegeben und liegt den bekannten Lehrbuchfassungen zugrunde. Und drittens sind die Zwangsregelungen in Kristallitengefügen seit meiner ersten Darstellung 1911 von Schmidt-Leoben und mir studiert worden und durch Niggli endlich auch in die Lehrbuchliteratur übergegangen.

Diese später auch an Metallen nachgewiesenen passiven Regelungen bedürfen einer Erklärung, welche ich in Annahmen über die Differentialbewegung während des Deformationsaktes suchte.

Und es ist für die etwas erweiterte Tammannsche Translationshypothese ins Feld zu führen, daß sie schon bei ziemlich enger Fassung eine Hypothese der Regelung zu leisten vermochte (Ib. B. A. 1923). Noch besser allerdings scheint mir die Erklärung der Regelung zu gelingen, wenn wir den Dehnungsmechanismus der Einkristalle nach Polanyi mit heranziehen. Dagegen ist Czochralskis Verlagerungshypothese mit den weitverbreiteten Phänomen der Regelung, insofern sie nur die Zerstörung des Gitters behauptet, nicht vereinbar, sondern eben nur, wenn sie die Umstellung des Kristalles in ein mehr oder weniger geregeltes Gitteraggregat zu ihrem wesentlichen Inhalt macht.

Die große Bedeutung der Tammannschen Theorie, was die Differentialbewegung kaltgereckter Einkristalle und Gefüge anlangt, ist gefestigter als je: Es ist durch Polanyi und Groß sicher, daß man in bestimmten Fällen beliebig und weitgehend deformieren kann, ohne daß das Röntgenogramm sichere Anzeichen für eine „Zerstörung des Gitters“ — besser wäre vielleicht, zu sagen: für eine Aufhebung des Gitters des deformierten Ganzen — ergibt. Es ist dies nicht nur für Metalle, sondern durch Groß' Ergebnisse auch schon für Minerale (Gips, Steinsalz) gültig.

Im allgemeinen spielt aber elastische Biegegleitung und, wenn der Kristall im hemmenden Intergranulernetz des Gefüges liegt, elastische Deformation bis zur Ausbildung einer hochgradigen Inhomogenität des Kristalls eine Rolle und es ist schon vom Standpunkt des Verfestigungsproblems reine unmodifizierte Translation als Teilbewegung unzulänglich. Es lassen sich in einem solchen Kristall mit seinen Krümmungs-, Torsions- und Wirbelbewegungen „Raumgitterbezirke“ verschiedener Stabilität unterscheiden (Masing). Es lassen sich solche Teile unterscheiden, einmal durch die abweichende Orientierung ihrer Gitter und durch die freie Oberflächenenergie aller gebogenen Gitter. Es ist insofern der Kristall doch wohl bereits ein „Gitteraggregat“ in meinem Sinne (JB 1923) geworden, wobei die mehr oder weniger stetige oder scharfe Abgrenzung der Gitterteile durch meinen Begriff des Gitteraggregats nicht berührt ist. Schon Tammann hat darauf hingewiesen, daß die gebogenen Gleitflächen innere Trennungsfächen mit freier Oberflächenenergie darstellen, da sich ihre Punkte nicht genau gegenüberliegen. Man könnte also jede Deformation des Kristalles mit Biegegleitung auch von hier aus als Erzeugung eines Gitteraggregats auffassen oder als Kornverkleinerung u. U. mit Erhöhung der Reißfestigkeit. Es lassen sich aber diese Raumgitterbezirke (Masing) oder Teile verschieden starker elastischer Knüllung (Polanyi, mikroelastische Deformation bis zum 100fachen der technischen Bruchspannung) auch sonst noch unterscheiden; es sind eben Teile verschieden starker „Knüllung“ und damit verschiedener thermodynamischer Stabilität. Ihr Bestreben, in den Normalzustand zurückzukehren, ist ein verschieden starkes. Wir können uns nun als Gitteraggregat mit Masing ein System solcher Teile vorstellen; nach meiner Auffassung des Gitteraggregats besteht im allgemeinen eine dem Deformationsakt zuordenbare Anordnung dieser Teile.

Diesen letzten Punkt können wir solange übergehen, als wir auf die Lagebeziehung rekristallisierter Körner zum Ausgangskorn nicht eingehen. Sobald wir aber, wie das Schmidt-Leoben nach brieflicher Mitteilung vorhat, auf diesen Punkt eingehen, müssen wir an den Begriff des geordneten Gitteraggregats anknüpfen.

Für die 1923 vertretene Auffassung deformierter Einkristalle als Gitteraggregat wären noch anzuführen A. Joffé, Kirpitschewa und Gewitzky, Leningrad (Zeitschrift für Physik, 1924, S. 286), welche finden: „Es zeigte sich, daß die plastische Deformation in einer Zerteilung des Kristalls in einzelne Teile besteht“. (Resumé S. 301). Ferner scheint es mir im Sinne meiner Erörterungen 1923 zu liegen (in welchen die flüssigen Kristalle als geregeltes Gitteraggregat aufgefaßt werden) wenn sich L. S. Ornstein (Annalen d. Phys. 1924, S. 445) mit Begründung auf den Standpunkt stellt, daß der flüssige Kristall nicht aus anisotropen Molekel besteht (welche durch ein Magnetfeld geregelt werden) sondern ein Kristallaggregat mit „Elementarkristallen“ darstellt, also ein Gitteraggregat in meinem Sinne.

Was nun die Verhältnisse bei einfachen übersichtlichen Deformationen anlangt, so verdanken wir dem Kreis der bei Polanyi, Masing (l. c.) genannten Forscher noch weitere wesentliche Grundlagen.

Die Genauigkeit der Einstellung des gedehnten Einkristalls zur Beanspruchungsrichtung hängt von der Temperatur ab und damit auch schon theoretisch die Genauigkeit der Regelung durch Einkristalldehnung. Auch welche Gleitflächen funktionieren, der Deformationsmechanismus also, hängt von der Temperatur ab.

Wenn wir ein ungerichtetes monomiktos Kristallitenaggregat mit plastischer Korndeformation deformieren, so haben wir ferner zu erwarten, daß sich die einzelnen Körner in verschiedenem Grade dehnbar erweisen, je nach ihrer Anfangseinstellung. Wir werden das Bild verschiedener Dehnbarkeit desselben Minerals oder Metalls haben. Es wird dies aber nicht der Fall sein und kein solches Bild auftreten, wenn das Gefüge bei Beginn der Dehnung geregelt war.

Die Versuche der Metallographen beziehen sich auf einige Metalle und sie beruhen auf besonders einfachen Beanspruchungsplänen (Einfacher Zug). Es dürfen also die erörterten Dehnungsmechanismen weder auf die Gesteinsbildner oder alle Kristalle schlechtweg übertragen werden, noch auf den Fall allgemeinsten Knetung der Kristalle in einem Gefüge. Was ersteres anlangt, so ist jeder Gesteinsbildner in seinem Festigkeitsverhalten erst gesondert zu studieren, sein wahrscheinlicher Dehnungsmechanismus, der sich übrigens ja wie gesagt mit der Temperatur ändern kann, festzustellen.

Wir werden darauf zurückkommen, welche Beihilfe hier das Studium der passiven Gefügeregelungen gewährt.

Es ist ferner immer im Auge zu behalten, daß für den Fall allgemeinsten Knetung der Kristalle neben der Biegegleitung und dem amorphen Zustand das Auftreten mehr minder geregelter Gitteraggregate korrelat zur Deformation möglich ist. Ferner wird die Möglichkeit mechanisch-chemischer Deformation unstabiler Minerale die ganze Angelegenheit für den Petrographen und mit der Zeit wohl auch für den Technologen komplizieren und kennzeichnen.

Durch diese und noch andere Überlegungen scheint mir das über Einkristalldeformation Bekannte und hier kurz aus den eingangs zitierten Arbeiten Referierte zu ergänzen, wenn man auf die Betrachtung deformierter Gefüge übergehen will.

Bemerkungen zur nachkristallinen Deformation der Gefüge.

Die Tammann-Heynsche Spannungs-Hypothese zur bleibenden Deformation eines kristallinen Gefüges ist in „Fortschritte d. exakt. Natw.“ Bd. 2 unrechnerisch dargestellt. Für Metalle gebildet und ausgearbeitet, kommt sie als ein vorbildlicher Gedankengang für die allgemeine Gefügekunde und für petrologische Betrachtung deformierter Gesteine in Betracht und ist ohne weiteres auf jedes monomiktos Gestein übertragbar, wenn die Deformation unter solchen Bedingungen erfolgt, daß das betreffende Mineral ohne chemischen Zerfall (ohne mechanisch-chemische Deformation) „plastisch“ deformiert ist und deformiert wird. Unter solchen Bedingungen hat die Natur z. B. Steinsalz, Quarz, Gips, Glimmer deformiert. Da der Gedankengang in den Grundlinien unabhängig davon ist, ob neben dem einen Bestandteil

noch andere Gefügebildner da sind, scheint er mir auch für polymikte Gefüge modifizierbar zu sein.

Wir haben dann zu bedenken, daß sich das Festigkeitsverhalten des Gefüges aus dem Festigkeitsverhalten der Körnersorte A und der Körnersorte B additiv zusammensetzt; wenn auch nicht restlos.

Bezeichnen wir das mögliche Verhalten eines Gefügekornes bei der Deformation, indem wir dem Mineralnamen A , B , C usw. einen Index beifügen:

- e für elastische Deformation des Kornes,
- p für plastische Deformation des Kornes, also für verschiedene Kaltreckungsgrade,
- r für Zerbrechung, Ruptur.

Es läßt sich dann das Verhalten des Gesteins bis zu einer gewissen Grenze aus dem Verhalten seiner Körner summieren. Zunächst können wir elastische, plastische und rupturelle Deformation an einer Mineralart $A_{e,p,r}$ im Gestein vorfinden. Das kann entweder von ungleicher Beanspruchung der Stellen im deformierten Körper herrühren (z. B. in einem Faltenkern), oder von ungleichen Nachbarn. Kennen wir aber den Spannungsplan der Deformation als einen gleichmäßigen, z. B. in einem gleichmäßig gewalzten oder gestreckten Gestein und entfällt der Einfluß ungleicher Nachbarn, so ist der Fall $A_{e,p,r}$ als ein Ergebnis der zu Beginn der Deformation verschiedenen Einstellung der A -Körner zu den Richtungen der Deformation zu überprüfen, wenn man überhaupt das Gestein technologisch untersuchen will und sich nicht mehr mit Ausdrücken wie Kataklyse begnügt. Ob ein A Korn nun elastisch, plastisch oder rupturell deformiert ist, wird für sein weiteres Schicksal im Gestein bisweilen entscheidend sein.

A_e) Den elastisch deformierten A Körnern des Tektonits wird das Optimum für den Fortbestand zufallen. Lediglich wird mit der Zeit die elastische Deformation, z. B. eine Zweiachsigkeit eines Quarzes oder die Verbiegung eines elastischen Glimmers irreversibel werden. Hierüber und über die zu erwartenden geologisch wichtigen Einblicke in die seit der Deformation abgelaufene Zeit besitzen wir keine Studien. Auch die Behauptung, daß elastisch deformierte Körner nicht rekristallisieren scheint mir nicht hinlänglich geprüft. Darüber, daß der chemische Aufbau des Minerals durch elastische Beanspruchung labiler wird, handelt Rieckes von Becke übernommene Darstellung, nach welcher die A_e Körner als leichter lösliche zu Gunsten der weniger gespannten verschwinden, wo Lösungsumsatz am Werke ist.

A_p) Von den plastisch deformierten A -Körnern können wir erwarten, daß sie einem Maximum von Veränderung ausgesetzt sind.

Für diese kommen, wenn auch noch für Minerale kaum studiert, alle Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung in Frage. Hier gehört eine Versuchsreihe von Groß herein über die Formverfestigung von Steinsalzkristallen durch plastische Deformation. Es sind ferner die plastisch deformierten Körner A_p Mitträger der verborgenelastischen Spannung in Gesteinen und zwar quantitativ sicher deren Hauptträger,

da die rein elastischen Deformationen der Gesteinsbildner überhaupt zurücktreten gegen deren plastische. Ferner scheint mir für Gesteine erfahrungsmäßig sicher, daß mit plastischer Deformation das Maximum an Labilität des chemischen Bestandes verbunden ist. Wir sehen plastisch deformierte (gebogene, zerschmierte) Kristalle etwas komplizierterer Verbindungen besonders häufig umgewandelt in eine oder mehrere, besser oder schlechter noch chemisch summierbare Tochterphasen. Oft in einer Art, welche mich zur Aufstellung des Begriffes der mechanisch chemische Deformation brachte. Ferner tritt (feuchte oder trockene?) Rekristallisation auf, und zwar derselben Phase, wenn diese stabil ist. Sonst einer oder mehrerer stabiler Phasen an Stelle der deformierten.

A_k) Bei rupturreller Deformation erfährt das Mineral außer Erhöhung der Reißfestigkeit Oberflächenvergrößerung und deren Folgen: erhöhte chemische Reaktionsfähigkeit gegenüber der Umgebung, falls eine Reaktionsfähigkeit schon vorhanden war. Also ebenfalls eine gewisse Bedrohung des Chemismus durch Lösung, nicht aber durch mechanisch chemischen Deformation oder durch Rekristallisation. Keine trockene Rekristallisation.

Es ist also auf Grund des Festigkeitsanisotropie eines Gefüge-Mineralis möglich, daß eine Deformation ungerichteten Gefüges eine letzten Endes auch im Chemismus ausgewirkte Auslese unter den Körnern *A* trifft (selektive Deformation).

Ist dagegen das Gefüge der *A*-Körner bei Beginn der Deformation schon geregelt, so ist eine solche Auslese unmöglich.

Wir betrachten nun den Fall, daß elastisch deformierte *A*-Körner neben plastisch deformierten *B*-Körnern neben rupturrell deformierten *C*-Körnern liegen. Alles im ungerichteten Gefüge.

Man findet in diesem Falle gelegentlich den Schluß, daß sich unter den Bedingungen der Beanspruchung bei gleichstarker Beanspruchung *A* nur elastisch, *B* bei gleichstarker Beanspruchung plastisch, *C* bei gleichstarker Beanspruchung rupturrell deformierte.

Dieser Schluß ist nicht berechtigt. Vielmehr hängt bei einem poly-mikten Gefüge die Beanspruchung der Körner nicht nur von deren Orientierung zur Beanspruchung ab, sondern von ihrer Einbettung, von ihren Nachbarn, und damit vom Gefügetypus. Was bei der Deformation im Gefüge vor sich geht, ist eine Anzahl unter Umständen von Korn zu Korn schon verschiedener, kleiner Festigkeitsversuche. Was sich bei diesen Festigkeitsversuchen ändert, ist nicht nur die Orientierung zur gerichteten Beanspruchung, wie im monomikten Gestein. Sondern von einer gerichteten Beanspruchung des ganzen Gesteins kann z. B. auf ein Feldspatkorn viel mehr entfallen, wenn es zwischen Quarzkörnern liegt, als wenn es von plastischem Glimmer umflossen ist. Es ist das erste Feldspatkorn, z. B. einer Drucklast bis zur Druckfestigkeit des Quarzes ausgesetzt. Aber schon das zweite Feldspatkorn nur einer Drucklast bis zur Drucklast des leicht fließenden Glimmers. Jedes Gefügekorn ist höchstens bis zur Festigkeit seines Nachbarn belastet, z. B. gerichtetem Druck ausgesetzt. Aller übrigen Belastung des Gesteins entspricht der von der plastischen

Korngattung vermittelte Druck. Dieser wird auf ein von plastischen Körnern umgebenes Korn als hydrostatischer Druck übertragen und kann nicht deformierend wirken, wohl aber die Stabilität der betreffenden Verbindung aufheben und so z. B. bewirken, daß das deformierte Korn nicht in gleicher Phase rekristallisiert (einfache oder multiple heterophasische Rekristallisation; u. zw. feuchte oder trockene). Es ist also die Festigkeitsbeanspruchung eines Kornes nicht nur von der Orientierung zur Beanspruchung des Gesteins, sondern zu allermeist wie gesagt von seiner Einbettung abhängig. Wir erhalten also im polymikten Gestein schon für ein bestimmtes Mineral eine weit größere Mannigfaltigkeit der Beanspruchung und also auch der Reaktion darauf als im monomikten Gestein. Wir haben nicht nur mit verschiedener Einspannung, sondern mit einem Absinken des gerichteten Druckes unter Umständen bis 0 zu rechnen. Wenn eine Körnersorte fließt, so erfahren unter Umständen dieser benachbarte Körner hydrostatischen Druck neben übertragenen gerichteten Drucken bis höchstens zur Maximalfestigkeit ihrer Nachbarn.

Die Wirkung der Kaltreckung steigert sich (Czochralski) außerordentlich, wenn das betreffende Gefüge nicht mit freier seitlicher Ausweichmöglichkeit, sondern unter mehr oder weniger vollkommener Umschließung deformiert wird. Die uns in der Gesteinskunde begegnenden Deformationen der Gesteinsgefüge sind meist solche unter allseitiger Umschließung.

Auch beim Einkristall, der mit Umschließung, also von außen ringsgehemmt deformiert wird, also in (monomikten oder polymikten) Gefüge liegt, sind die Wirkungen der Kaltreckung viel beträchtlicher als bei von außen ungehemmter Deformation.

„Die intergranularen Kräfte, welche den Inhalt des Gefüges auch während der Deformation hindern, hemmen die freie Entfaltung des beschriebenen Dehnungsmechanismus.“ (Polanyi, Masing l. c.)

Das Verhalten von Intergranularen ohne Intergranularsubstanzen ist gekennzeichnet, wenn man sagt:

1. Sie hemmen den Dehnungsmechanismus der Körner (Polanyi) bzw. bedingen eben andere Deformationsmechanismen;

2. Sie belasten dadurch in einer Weise, deren Abhängigkeit von der Gleitreibung zwischen den Körnern sicher, aber noch nicht durchgreifend diskutiert ist, und wie ich annehme u. a. mit der intergranularen Schubfestigkeit, bzw. Reibung steigt, die Einzelkörner mit verborgenen elastischen Spannungen.

Es hängen also sämtliche Kaltreckungswirkungen im Korne und damit die meisten Kaltreckungswirkungen in manchen Gefügen, in welchen werden wir erörtern, von der Größe der intergranularen Gleitreibung ab; leider, wie ich glaube, nicht eindeutig.

Es wird auch hier wieder eine Typisierung des Verhaltens monomikter und polymikter Gefüge erreichbar sein.

Von metallographischer Seite ist anscheinend die Frage unbehandelt, welcher Art die „Haftkräfte“ in der Intergranulare sind, welche den

Dehnungsmechanismus der Körner hemmen. Fragen wir nun also, ob der Dehnungsmechanismus des Kornes im allgemeinen Schubspannungen in der Intergranulare oder Spannungen normal auf die Intergranulare wachruft. Ob die Intergranulare auf Schub oder auf Reißen oder auf Normaldruck beansprucht wird.

Wir betrachten den einfachsten Fall: beliebige Knetung des monomikten Gefüges aus nichtkristallinen Körnern. Ein mechanisches Gefüge im Gegensatz zu einer mechanisch homogenen Masse besteht dann, wenn sich bei Deformation des Ganzen einzelne Teile (z. B. Körner) reell unterscheiden lassen. Dies ist (siehe unten) allgemein dann der Fall, wenn in der Intergranulare die bezogene Schubfestigkeit (σ_i) nicht gleich ist der bezogenen Schubfestigkeit an anderen Stellen, also im Korn. Es ist, einer vereinfachenden Annahme gemäß, keine Intergranularsubstanz da, und die Intergranulare durch geringere bezogene Reißfestigkeit oder bezogene Schubfestigkeit als die im Korne (σ_k) ausgezeichnet.

$$\sigma_i < \sigma_k \quad \text{oder} \quad \frac{\sigma_k}{\sigma_i} > 1$$

Es läßt sich allgemein zeigen, daß bei Knetung eines Körpers scherende Kräfte eine entscheidende Rolle spielen gegenüber den normal zu irgendeinem reell oder ideell umgrenzten Teile des Körpers angesetzten Kräften. Wenn wir in unserem Falle eine Knetung des Ganzen vornehmen und das Ganze durch ein reelles Intergranularnetz in Teile geteilt ist, so werden auch an der Oberfläche dieser Teile bei Deformation des Ganzen Schubspannungen im Intergranularnetz die weitaus größere Rolle, die entscheidende Rolle spielen gegenüber den Spannungen normal zum Intergranularnetz bzw. zur Korngrenze. Wir kennzeichnen also unser Gefüge genügend durch die Festsetzung, daß die bezogene innere Reibung zwischen den Körnern kleiner ist als in den Körnern. Ist dies der Fall, so verhält sich das Ganze bei Deformation als Gefüge mit unterscheidbaren Teilen als reelles Gefüge.

Unter den „Haftkräften“ spielen also die Schubspannungen in den Intergranularen bei Deformation des Gefüges eine Hauptrolle. Es ist insoferne das Gefügekorn peripher zunächst auf Scherung, subparallel zur Intergranulare beansprucht. Dem ganz entsprechend können wir in vielen Fällen, wo diese randliche Deformation mit einer Phasenänderung bzw. mit einem Zerfall in neue Phasen verbunden ist (mechanisch-chemische Deformation) eine ganz dieser Beanspruchung entsprechende passive Einregelung der neuen Phase in die Kornkontur bzw. in die Intergranulare setzen (z. B. Glimmer- umschnielte Feldspatkörner in Gneistektoniten).

Wie sieht nun die Beanspruchung des Kornes bei Knetung des Gefüges außerdem aus?

Eine Beanspruchung auf Zug von den Enden aus, wie etwa in einem Dehnungsexperiment unter Umschließung würde eine unwahrscheinliche Reißfestigkeit in den Intergranularen fließenden Gesteins fordern und bleibt also außer Betracht. Dagegen kann im polymikten Gefüge durch ein bereits fließendes zweites Mineral, welches das erste umschließt, und

mit genügender Reibung daran haftet, das erste Mineral einem Zugversuch im abfließenden zweiten Mineral ganz ebenso unterworfen sein, wie der viel zitierte gestreckte und zerrissene Belemnit in toniger Einbettungssubstanz. Auch dies ist ein Sonderfall, welcher (Walzung mit) Streckung eines bestimmten polymikten Gefüges voraussetzt.

Dagegen haben wir unter den am Korné normal angreifenden Kräften Druckkräfte zu nennen, umsomehr als auch jede Behinderung des Ausweichens durch einen festeren oder vektoriell festeren Nachbar einer Beanspruchung durch Druck gleichkommt. Den Dehnungsmechanismus zur Beanspruchung des Kornes durch Druck normal zur Korngrenze können wir aus dem Zugversuch mehr oder weniger erschließen. Nur haben wir mit einem bedeutend stärkeren Wechsel der Spannungsfelder zu rechnen, als etwa an der Stelle mit Biegegleitung im einfachen Einkristallzugversuch: es wird im gekneteten Gefüge der Druck bald aus dieser bald aus jener Richtung kommen und Gegenüberdruck ebenfalls bis zur Druckfestigkeit des Kornes wachrufen. Es sind in diesem Fall nicht die „Haftkräfte“ der Intergranularen, sondern die vektoriellen Festigkeiten der Nachbarn, welche den Gleitmechanismus umsomehr behindern, je größer sie sind, gleichviel ob ein monomiktes oder polymiktes Gefüge vorliegt. Wir werden also sagen: Es sind die bezogene intergranulare Schubfestigkeit und die vektorielle Druckfestigkeit der Nachbarkörner, welche den einfachen „Dehnungsmechanismus“ des Kornes an seiner Entfaltung hindern und damit die innere Veränderung des Kornes und deren Folgen die Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung steigern, gleichviel wie man erstere auffaßt. Rascher Wechsel der Einspannung und der Blockierung durch Nachbarkörner und im eigenen Gitter bezeichnen außerdem die Deformation des Gefügekornes bei Gefügeknetung.

Die vektorielle Druckfestigkeit der Nachbarkörner nähert sich im monomikten geregelten Gefüge der des betrachteten Kornes. Es wird also in solchen Gefügen ein gemeinsames, gleichsinniges Ausweichen aller Körner demselben Drucke gegenüber naheliegen und sich das Gefüge wie in allen anderen Beziehungen, so auch in dieser dem Einkristall nähern. Leider fehlen entsprechende, bezüglich der Deformation eines Gefügekornes belehrende Einkristallversuche, welche dem Einpressen eines Kornes zwischen anderen entsprächen (Prägeversuch).

Passive Gefügeregelung (statistische Anisotropie durch Deformation).

Trotz der wenigstens zum Teile vorerörterten Schwierigkeiten, halte ich den Hinblick auf die Ergebnisse der Metallographen auch hier wieder für eine ganz unerläßliche Grundlage allgemeiner Petrographie und allgemeiner Geologie. Letzteres, wofür man anerkennt, daß die heute bereits ersichtlichen allgemeinen Gesetze der Deformation von Kristallen und kristallinen Gefügen denn doch eine Grundlage bilden für eine Wissenschaft, die gezwungen ist, soviel von deformierten Gesteinen zu reden.

Um in den Gegenstand weiter einzugehen als in der ersten Folge (Jb. 1923) dieser Grundlagen verweise ich zunächst auf die Übersicht

über Gleitrichtungen und Gleitflächen von Metallen mit bekanntem Gitter (siehe z. B. Masing und Polanyi, Ergebnisse d. exakt. Natw., Bd. II, S. 209). Die aus dieser Grundlage hervorgehende Kennzeichnung des Einstellungsmechanismus der Metallkristalle zu äußeren Kräften und die allerdings noch sehr unzulänglichen mineralogischen Daten¹⁾ müssen bis auf weiteres als Grundlage für die Betrachtung passiver Gefüge-
regelung in Gesteinen gelten.

1. Die dichteste Netzebene ist die beste Gleitfläche; die dichteste Gittergerade ist die beste Gleitrichtung. 2. Sie stellt sich gemäß dem Dehnungsmechanismus bei Zug subparallel (bis zu dem von der Temperatur abhängigen Grenzwinkel) zur Zugachse ein. Ebenso die dichteste Netzgerade, welche die beste Gleitrichtung ist. Diese beiden Sätze, welche die vorläufige und begrenzte Erfahrung resumieren, sind zunächst im Einzelnen daraufhin zu prüfen, welche Freiheit sie der Kornorientierung belassen, welche ihnen gehorsam erfolgt; wofür zunächst ein Beispiel gegeben wird.

A) Zug; Bezugsrichtung: die Zugrichtung, eine Gerade z .

1. Netzgeraden-Einstellung: die dichteste Gittergerade G subparallel zu z . Freiheit des Gitters bei dieser Einstellung: Rotation um G .

2. Netzebenen-Einstellung: die dichteste Ebene E subparallel zu z . Freiheit des Gitters: Rotation von E um z , Rotation des Gitters um die Normalen auf E für jede Stellung von E .

Diese Freiheiten ergeben nun jeweils die Kennzeichnung einer mit dem betreffenden Dehnungsmechanismus des Einzelkorns erzwungenen passiven Regelung (eines ganz unregelmäßigen Gefüges), hinsichtlich Art und Genauigkeitsgrad der Regelung, wenn man zur Charakteristik des letzteren noch den „Grenzwinkel“ heranzieht. Dasselbe gilt für die vorerst hypothetische Annahme, betreffend die Korneinstellung auf Druck.

B) Druck; Bezugsrichtung: die Druckrichtung, eine Gerade d .

1. Netzgeraden-Einstellung: die dichteste Gittergerade G subnormal zu d . Freiheit des Gitters: Rotation um G und Rotation um d .

2. Netzebenen-Einstellung: die dichteste Gitterebene E subnormal zu d . Freiheit des Gitters: Rotation um d .

Wir ersehen daraus ganz allgemein: Bei der Einstellung zum Zug ergibt die Netzebenen-Einstellung die größere Freiheit für das Korn, also die weniger genaue Regelung des Gefüges als die Netzgeraden-einstellung.

Bei der Netzebenen-Einstellung eines Gefüges auf Zug kann also E um z rotieren und das Korn um die jeweilige Normale auf E , z. B. ein Zinkgefüge könnte durch Zug so geregelt werden, daß sich die Basis des Zn subparallel zum Zug z stellt. Mit der Erfüllung dieser Forderung ist aber nur eine Gefügeregel von der bereits gekennzeichneten Freiheit der Einzelkörner gegeben. Dabei bringt die Rotation der

¹⁾ Wyckoffs „Structure of crystals“ ist mir in Innsbruck nicht zugänglich.

Einzelkörner um die jeweilige Normale auf die Basis (also um c des Zinks) keine Verschiedenheit der Körner in Bezug auf Ellipsoid-eigenschaften, also z. B. keine optische Unterscheidbarkeit der Körner mit sich; wohl aber bereits neue röntgenoptisch unterscheidbare Gitterlagen.

Die andere Freiheit der Körner dagegen, Rotation um die Zugachse z , bringt Kornlagen mit sich, deren Verschiedenheit nicht nur röntgenoptisch, sondern auch in Bezug auf Ellipsoideigenschaften, z. B. optisch wahrnehmbar ist.

Die Rotation der Körner um z ist also optisch, die Freiheit um c zu rotieren, nur röntgenoptisch wahrnehmbar. Nun aber machen wir die Annahme, daß sich die Zinkkörner mit den Netzgeraden subparallel z einstellen, was eine Rotation um die Netzgerade G freiläßt.

Diese Rotation um G ist in unserem Falle des Zinks schon optisch wahrzunehmen. Und zwar wird die dadurch hervorgerufene Erscheinung der Rotation des Kornes um z umso ähnlicher werden, je kleiner der Grenzwinkel ist; je mehr also G mit z eben zusammenfällt. Wir werden also nur röntgenoptisch gut unterscheiden können, ob die Regelung des Zinkgefüges nur durch Einstellung der Netzebene oder durch Einstellung der Netzgeraden erfolgt ist.

Wir werden ein Zinkgefüge vor uns haben, dessen c -Achsen in der Ebene normal zum Zug irgendeine Lage haben, also z. B. beliebig auf den Tisch gestreute, nach der Hauptachse gestreckte Zinkstengel.

Das ist dieselbe Anordnung gegenüber Streckung, welche ich schon vor 10 Jahren an Quarzgefügen zu erkennen glaubte und beschrieben habe, bevor in der Metallographie von Deformationsstrukturen die Rede war.

Eine Regelung durch Druck nach der früheren unbewiesenen und rein versuchsweisen Annahme wäre eine weit genauere, schon bei bloßer Einstellung der Netzebene zu d , als im Zugexperiment bei bloßer Einstellung der Netzebene zum Zug. Sie wäre so genau wie die Regelung im Zugexperiment bei Einstellung der Netzgeraden. Diese wäre ganz analog der des Quarzes normal zum Druck. Und eben dies spricht einigermaßen für eine Einstellung von (0001) in die Walzebene. Die Einstellung in eine Scherfläche (Schmidt), also etwa 45° zur Walzebene ist aber als gleichwertige Möglichkeit bei weiteren Untersuchungen zu bedenken.

Polanyi hat das Ergebnis (l. c. 210) wie folgt formuliert:

„Aus dem Überblick der Gleitrichtungen, Gleitflächen und der Punktdichten ersieht man einen deutlichen Parallelismus von Gleitfähigkeit und Besetzungsdichte. Ob, bzw. inwiefern, dieser Regel allgemeine Gültigkeit zukommt, ist freilich noch unbestimmt. Einen gewissen Anhaltspunkt dafür, daß sie auch für raumzentrierte kubische Gitter gilt, liefert der Umstand, daß man von ihr ausgehend die Deformationsstruktur dieser Metalle erklären kann.“

Nun gibt es meines Erachtens kein rationelles Studium des Gefüges deformierter Gesteine mehr, ohne daß man diese Ergebnisse der Metallographen, und meine Hinweise auf die allgemeine Rolle der passiven

Gefügeregelung seit 1911 mit in Betracht zieht, nicht weniger Schmidts wesentliche Beiträge, von dessen Mechanismus der Quarzregelung in Scherflächen noch später die Rede ist.

Der Überzeugung, daß noch unerkannte aktive und passive Gefügeregelung (bzw. Wachstums- und Deformationsstrukturen) heute schon ein wesentliches Arbeitsfeld der Gesteinskunde bilden, entspricht ein weiteres Eingehen auf Geometrisches und auf Wege zur Analyse, wobei den in Innsbruck nicht verfügbaren röntgenoptischen Mitteln entsprechend, hierüber in letzterer Hinsicht nur Weniges in Umrissen angeführt wird.

Für die Behandlung der Frage nach der Gesamtheit der möglichen Achsenlagen für das ohne Störung des optischen Regelungsphänomens um seinen Mittelpunkt pendelnde dreiachsige Ellipsoid, haben wir die Verzeichnung der Achsenlagen auf einer konzentrischen Lagenkugel gewählt, als mir Ing. Pernt 1916 diese Frage geometrisch behandelte (Jahrb. d. Geol. B.-A. 1923, pag. 231). Eine Lagenkugel haben auch Polanyi (1921) und Weißenberg (1922. Ann. Phys.) gewählt, um eine präzise Definition des anisotropen Zustandes eines Kristallitenaggregats einzuführen, welche ich nach Weißenberg (l. c. pag. 413) zitiere:

Es „gilt ein Kristallitenaggregat in der Umgebung eines Punktes als statistisch ungeordnet und folglich isotrop, wenn jede kristallographische Richtung sich gleichmäßig auf alle Raumrichtungen verteilt, die Lagenkugel somit gleichmäßig mit Repräsentationspunkten belegt ist.“

Damit eine Anisotropie vorliegt, ist es notwendig, daß mindestens eine kristallographische Richtung durch eine ungleichmäßige Dichteverteilung ihrer Repräsentationspunkte charakterisiert ist.

Wird bei Erfüllung dieser Bedingung die volle Lagenfreiheit des Kornes gleichmäßig ausgenützt, so erhalten wir eine gleichmäßige Rotation des Gitters um die Gittergerade g , welche die Häufungsstelle erzeugt. Wir erhalten damit die maximale Bewegungsfreiheit des Kornes oder jene maximale Freiheit der Kornlage, welche mit der Anisotropiebedingung Weißenbergs vereinbar ist (Minimalregelung anisotroper Gefüge). Wir können von theoretischen Graden der Kornfreiheit und von theoretischen Genauigkeitsgraden der Regelung sprechen und unseren Fall als ersten theoretischen Freiheits- oder Genauigkeitsgrad der Regelung bezeichnen.

Die „Art der Regelung“ ist die nach einer Gittergeraden g . Die Charakteristik oder den praktischen Genauigkeitsgrad der Regelung ergibt der Streuungswinkel $\sphericalangle \gamma$ der Gittergeraden g auf der Lagenkugel. Ist diese Streuung keine gleichmäßige um den Pol, so reicht der $\sphericalangle \gamma$ nicht zur Charakteristik der Regelung: inhomogene Regelung. Es ist dann das Häufungsfeld von g (H) nicht nur durch die nötigen Winkelwerte, sondern vor allem durch seine Symmetrie zu charakterisieren, am besten mit Ausdrücken analog der kristallographischen Flächensymmetriebezeichnung. Die Symmetrie des Häufungsfeldes H wird sehr oft außerordentlich charakterisierend sein, da sie der Symmetrie des die Regelung erzeugenden Feldes oder der Teilbewegungen z. B. der Symmetrie der mechanischen Beanspruchung zuordenbar ist. Sehr oft ist H durch zwei Winkel zu charakterisieren, da es einen Streifen um

den Rotationspol bildet, etwa gleich dem Streifen den der 70. und 80. Breitengrad auf der Erdkugel umschließen.

Endlich haben wir in unseren Arbeiten den statistischen Grad der Regelung unterschieden und dieser läßt sich nach dem Erörterten definieren durch die Prozentzahl der Gefügekörner, welche überhaupt der bereits im obigen Sinne charakterisierten Regel folgen. Dieser statistische Grad ist besonders wegen der Auslese bedeutsam, welche ein Feld unter den Körnern unregelten Gefüges treffen kann.

Aus genau demselben Grunde wie beim Häufungsfelde, nämlich wegen der Beziehbarkeit auf die Symmetrie des Regelung erzeugenden Feldes, ist es noch dringender nötig, die Symmetrie der theoretisch möglichen Regelungsgrade festzustellen. Es ist dies teilweise von seiten der Petrographie (Schmidt, Sander), grundsätzlich aber von seiten Weißenbergs geschehen. Weissenberg hat (Annalen der Phys. 1922, S. 409) die Symmetrieklassen für alle Möglichkeiten statistisch anisotropen Verhaltens in einer homogenen Phase deduziert.

Die Symmetrie unseres ersten theoretischen Regelungsgrades ergibt sich für den Fall, daß H eine Kugelkalotte ist, sehr einfach; wir haben den Zusammenhang zwischen den Lagen von g und denen aller anderen Gittergeraden bereits angeführt: Alle Gittergeraden sind frei in jenen Zonen gleicher nördlicher und südlicher Breite, deren Streifenbreite durch γ gegeben ist.

Ist H also eine Kalotte, so ist die Symmetrie dieses ersten theoretischen Regelungsgrades die eines Rotationsellipsoides (Sander 1923, Ib. B. A.) oder eines Doppelkegels (Doppelkegelklasse oder Klasse 7 bei Weißenberg).

Dieser Typus der Regelung von Gefügen und Gitteraggregaten liegt nahe für alle erzeugenden Felder von ebensolcher Symmetrie, also z. B. Zug oder Druck unter bestimmten Bedingungen; geradlinige Stoffzufuhr (z. B. gerichtete Molekülstrahlen).

Hier mögen die Symmetrietypen inhomogen geregelten Gefüge kurze Erwähnung finden, Fälle, in welchen das Feld H keine Kugelkalotte, also nicht kreisförmig ungrenzt, sondern oblong ist, z. B. elliptisch. Das bedeutet also, daß es im Gefüge eine Ebene gibt, in welcher g weiter aus der Achsenrichtung unserer Lagenkugel herauspendelt als in anderen Ebenen. Diese Ebene E_1 ist in unserem Falle durch den größeren Durchmesser von H und die Kugelachse bestimmt. Senkrecht zu dieser liegt, durch den kleinsten Durchmesser von H und die Kugelachse bestimmt, E_2 , die Ebene, in welcher g die geringste Pendelfreiheit hat. Derartige Kristallitanordnungen sind bekannt. Ich habe z. B. zu Falten verbogene Kristallrasen beschrieben, bei welchen E_2 parallel zur Faltenachse liegt, E_1 normal zur Faltenachse. Oder man kann sich an Kristallrasen auf stabförmigen Elektroden erinnern usw.

Wir haben damit einen Symmetrietypus inhomogener geregelter Gefüge kennengelernt.

Auf derartige Symmetrietypen inhomogener geregelter Gefüge habe ich (Jahrb. B.-A. 1923, 223 ff., 244, 245) als auf zum Interferenzbilde (opitsch einachsiger und optisch zweiachsiger) korrelierte Kristalliten- bzw Gitteraggregate hingewiesen.

In diesem Falle ist es also die Symmetrie der Inhomogenität, wozu nach unterschieden wird. Auch der Fall radialfasriger Kristallitregelung als Wachstumsstruktur ist allbekannt und als Beispiel für eine Symmetrie der Inhomogenität ohne irgendeine ausgezeichnete Richtung anzuführen. Die Übersicht ergibt sich, wenn man jeweils die Symmetrie von H ins Auge faßt und die derselben gemäßige Lagenfreiheit aller Gittergeraden. Letztere wird durch gleichförmige Rotation des Gitters um jede Lage von g anschaulich und bringt eine Verteilung der Gittergeraden auf der Lagenkugel mit sich, deren Symmetrie der Symmetrie von H entspricht. Weder die Symmetrie eines homogen geregelten Gefüges (abgesehen vom theoretischen Grade minimaler Kornfreiheit = Einkristall) noch die Symmetrie eines inhomogen geregelten Gefüges ist abhängig von der Symmetrie des Kornes, welche unter Umständen „nicht ausgenützt“ wird (Weißenberg). Das Feld H und damit die Inhomogenität kann theoretisch eine $n = 0$ bis ∞ zählige Symmetrieachse und 0 bis ∞ viele auf H senkrecht stehende Symmetrieebenen haben; jedoch dürften nur wenige Symmetrietypen der Inhomogenität in anorganischen oder organischen Gefügen realisiert sein.

Von besonderer Häufigkeit ist der Fall, daß nachträgliche Deformation aus homogen geregelten Gefügen und aus „Einkristallen“ inhomogen geregelte Gefüge und Gitteraggregate erzeugt. Es ist in diesem Fall das inhomogen geregelte Gefüge bzw. Gitteraggregat in seiner Symmetrie der Symmetrie des Deformationsaktes und des Einkristalls zuordenbar, wobei wir im Deformationsakt sowohl die Symmetrie des Kraftfeldes als die der Teilbewegung unterscheiden.

a) Monosymmetrisches Feld H . Das g der Kristallite pendelt in E_1 nur in einer Richtung (aber z. B. mit zunehmenden Beträgen in dieser Richtung) aus der Ausgangslage. E_1 ist die einzige Symmetrieebene dieses monoklinen Typs der inhomogenen Regelung. Auf E_1 kann eine Digyre normal stehen oder fehlen (z. B. Wirbel, einseitig abklingende Gesteintranslation, bzw. Parallelzersetzung in geregeltem Gefüge).

Dieser Typus läßt sich z. B. als Ergebnis von Bewegungsbildern mit monokliner Symmetrie erwarten. Das sind die Durchbewegungen mit einer einheitlichen Stromrichtung für das Ganze aber mit wechselnder Reibung. So z. B. die Teilbewegungen eines Gesteinsfließens mit Niveaus verschiedener Geschwindigkeit (Gleitbretter, Falten, Wirbel, abklingende Gesteintranslation im monoklinen Kleingefüge). Schmidt-Leoben hat auf monoklines Gefüge durch Scherung hingewiesen.

Eine größere Rolle spielt dieser Typus mit nur einer Symmetrieebene unter den hier ausscheidenden tektonischen Gefügen der Erdoberfläche.

b) Disymmetrisches H (z. B. elliptisches H mit zentralem Pol der Ausgangslage). Der Lagenkugel und dem Gefüge kommt die (rhombische) Symmetrie eines dreiaxigen Ellipsoids zu (vgl. Jb. B. A. 1923, S. 204), z. B. die eines Strain- oder eines Stressellipsoids.

Wie später erörtert wird, hat die neuere Metallographie homogene rhombische Gefügesymmetrie durch Walzung nachgewiesen, also den genetisch allerdings mehrdeutigen Symmetrietyp so vieler Gesteine. In

homogen geregelten Gefügen dürfte aber jede Walzung, deren Walzungsebene nicht mit einer bestimmten Hauptebene der vorhandenen Regelung (z. B. mit s) zusammenfällt, über monokline Gefüge erst zum rhombischen Endzustand des Gefüges bei vollkommener Walzung führen.

Es ist übrigens für die genetische Deutung der Symmetrie inhomogener Regelungen das Feld H allein nicht zulänglich, da andere sehr wichtige Momente, wie z. B. der Umstand, ob sich die Kornlagen stetig von Nachbar zu Nachbar ändern, mitsprechen, worüber H keine Auskunft gibt.

Als anderes Extrem der homogenen Regelung bleibt deren letzter und genauester theoretischer Grad zu erwähnen, welchem ein Minimum der Freiheit für die Gittergeraden zukommt, nämlich für alle Gittergeraden nur eine dem $\sphericalangle \gamma$ der Charakteristik entsprechende Streuung und angenähert dieselbe Symmetrie wie dem Gefügekristalliten.

Geben wir dieser homogenen Regelung die Charakteristik $\sphericalangle \gamma = 0$, so erhalten wir statt des homogenen Gefüges das homogene Gitter, den idealen Einkristall. Das ist theoretisch der erste Fall, den wir hier unterscheiden. Die Entstehung dieses Falles durch Deformation ungerichteten Gefüges ist meines Wissens derzeit unbekannt. Seine Entstehung durch Wachstum ist bekannt. Es ist dieser Fall ja überall verwirklicht, wo aus irgendeinem Kristallitenaggregat oder aus einem Gitteraggregat ein sogenannter Einkristall (z. B. durch trockene Rekristallisation) entsteht. Der Mechanismus dieser Entstehung geht in jedem Fall auf die richtenden Kräfte eines bereits bestehenden Gitters zurück; ist also in dieser Hinsicht derselbe Mechanismus wie der jeden Kristallwachstums (aus Lösung oder Schmelze).

Wir haben in sich inhomogen geregelte Gitteraggregate als Ergebnisse der Deformation begegnet und ich habe (1923) darauf hingewiesen, daß sie wohl auch unter dem Einfluß der Oberflächenspannung in halbflüssigen Kristallen entstehen, worauf mir z. B. Lehmanns Abbildungen deutlich hinzuweisen scheinen. Vielleicht wird es einmal vorteilhaft sein, die gedehnten „Einkristalle“ als an den Biegestellen inhomogen, im Bande homogen geregelte Aggregate aufzufassen. Es liegt hier ferner der Hinblick auf die Möglichkeit nahe, daß manche gewachsene, nicht deformierte Einkristalle die Repräsentanten des homogen oder inhomogen geregelten Gitteraggregats als Wachstumsstruktur sind, d. h. mit Vorteil als solche aufzufassen sind. Es liegt theoretisch nahe, daß unter Umständen der Einbau fremder Gitter in das Wachsende nicht ideal, sondern mit einer je nach den Beobachtungsmitteln latenten Zeichnung im Feinbau des sieghaften Kristalles erfolgt, mit einer Art Reliktstruktur des älteren Gefüges im „Einkristall“ — Neubau, den wir unter Umständen dann ein Gitteraggregat nennen werden, sobald wir uns nämlich aus irgendwelchen Gründen überhaupt auf eine so vielfach latente Zeichnung beziehen wollten. Und es ist eine offene Frage, wie weit auch freigewachsene „Einkristalle“ einen Feinbau als Gitteraggregat zeigen können und in welchem Zusammenhang mit Wachstumsbedingungen.

Wir fragen also, wie ist die Minimalregelung nach einer Gittergeraden und wie ist die Maximalregelung nach einer Gittergeraden in den einzelnen Kristallsystemen durch Symmetrieeigenschaften gekennzeichnet,

wenn wir zunächst homogene Regelung ins Auge fassen. Die Minimalregelung können wir für unsere Anschauung kennzeichnen, indem wir der Rotation des Gitters um g gleichförmige Geschwindigkeit zuteilen. Daß für den Fall homogener Regelung nur eine der Weißenbergschen Klassen für die Gefügesymmetrie resultieren kann, nehmen wir als bewiesen an. Es wird ferner versucht, systematisch auf einige Beziehungen hinzuweisen, wenn wir das Korn nicht durch sein Gitter sondern durch sein optisches Ellipsoid repräsentiert denken, wie es für die Isotropie und Anisotropie des Gefüges in bezug auf die betreffende Ellipsoid-eigenschaft allein in Frage kommt.

Triklines System.

Die Lagenkugel zeigt folgendes: Wenn nach der Gittergeraden g homogen geregelt wird und mit der Charakteristik $\sphericalangle \gamma$ so ist das Feld H eine Kugelkalotte, deren sämtliche Maße beim Kugelradius = 1 durch $\sphericalangle \gamma$ gegeben sind. Auf diesem Felde H und nirgends sonst liegen die Repräsentationspunkte von g . Aber auch die Repräsentationspunkte aller anderen Gittergeraden, welche mit g einen Winkel $\alpha < \gamma$ bilden, liegen teilweise auf H . Im übrigen liegen die Repräsentationspunkte aller Gittergeraden, außer g , lediglich gleichmäßig auf Zonen, bzw. Streifen der Kugel, welche Streifen durch $\sphericalangle \gamma$ ebenso vollkommen charakterisiert wird wie H . Ihr meridionaler Durchmesser ist wie bei H der Winkel γ .

Würden wir aus einem triklinen Gitter eine Kugel schneiden und ihr die gleichmäßige Rotation um g erteilen, so würde das den Fall $\sphericalangle \gamma = 0$ darstellen. Wir könnten die nicht unter einer festzusetzenden Minimaldichte besetzten Gittergeraden durch das Kugelzentrum auf der Peripherie mit einem Farbpunkte bezeichnen. Und wir würden bei Rotation diese Kugel mit gleich intensiv gefärbten Breitenkreisen bedeckt sehen. Auch das Röntgenogramm $\parallel g$ würde bei richtig gewählter Rotationsgeschwindigkeit nicht die triklone Symmetrie, sondern die Rotationsellipsoidsymmetrie (Kl. 7 Weißenberg) eines derart geregelten Gefüges trikliner Kristalliten zeigen. Wir sehen, daß die Gefügesymmetrie in diesem Falle eine ganz andere ist als die des Kristalliten, dem ja höchstens ein Symmetriezentrum zukommt.

Wäre die Regelung in unserem Kristallitenaggregat nicht nach g erfolgt, sondern nach irgendeiner Netzebene, so wählen wir die Normale auf diese Netzebene als Rotationsachse, um die Freiheit des Kornes zu veranschaulichen. Es ändert sich an unserer Betrachtung nichts, als daß die Rotationsachse im triklinen System bei Regelung nach einer Netzebene keine kristallographische Achse ist, während dies bereits im monoklinen System der Fall sein kann [bei Regelung nach (010)]. Es kann dies unter Umständen zur Kennzeichnung trikliner geregelter Gefüge beitragen.

Wir betrachten nun das Verhalten des dem triklinen System zugeordneten dreiaxigen Ellipsoids (und zwar der optischen Indikatrix), dessen Achsen nicht mit dichtbesetzten Gittergeraden, also vor allem nicht mit den Kristallachsen zusammenfallen. Ehe wir versuchen, uns

das Verhalten eines solchen Ellipsoids bei der Rotation zu veranschaulichen, nehmen wir auf diesen letzten Punkt Bezug. Auch genetisch erfolgt die Regelung nach einer Netzebene oder Gittergeraden, in keinem derzeit bekannten Falle aber unmittelbar nach einer Achse oder Hauptebene eines Bezugsellipsoids und vollends nicht des optischen. Es wird also für geregelte Gefüge trikliner Kristallite bis auf weiteres als kennzeichnend gelten können, daß das Ellipsoid schief zur Rotationsachse der Lagenkugel liegt. Wir rotieren also ein dreiaxsiges Ellipsoid um eine Achse, welche in keinem Hauptschnitt des Ellipsoids liegt und fragen:

1. nach der Symmetrie des so entstehenden Ellipsoidaggregats;
2. nach der Wirkung der Charakteristik $\angle \gamma$, (wenn wir der Rotationsachse auch Freiheit im Felde H erteilen):

a) Auf die Symmetrie; b) auf das Regelungsphänomen, was das additive und subtraktive Verhalten des Vektors angeht, dessen Ellipsoid wir untersuchen. Für die Frage nach der Symmetrie der anisotropen Ellipsoidschar können wir das Ellipsoid durch seine drei Achsen ersetzen α, β, γ , wobei bekanntlich die α - γ -Ebene die Ebene der optischen Achsen ω_1 und ω_2 ist. Diese ausgezeichneten Richtungen $\alpha, \beta, \gamma, \omega_1, \omega_2$, schließen mit der Rotationsachse die Winkel $\varphi_\alpha, \varphi_\beta, \varphi_\gamma, \varphi_{\omega_1}, \varphi_{\omega_2}$ ein. Ihre Repräsentationspunkte auf der Lagenkugel verhalten sich, was die Abhängigkeit von den genannten Winkeln und von der Charakteristik $\angle \gamma$ anlangt, ganz so wie dies für beliebige Gittergerade soeben erörtert wurde. Auch die optische Achsenebene ist nur durch ihren konstanten oder um $\angle \gamma$ abweichenden Winkel ω_3 mit der Rotationsachse festgelegt, berührt also bei der Rotation ($\angle \gamma = 0$) längs seines erzeugenden Strahles einen Doppelkegel mit dem Öffnungswinkel ω_3 . Ist die Charakteristik der Regelung $\angle \gamma$, so treten an Stelle dieser Berührungsgeraden alle Strahlen im Bündel zwischen den beiden um $\angle \gamma$ im Öffnungswinkel differierenden Doppelkegelmänteln.

Wir sehen, daß die Symmetrie der Ellipsoidschar bei homogener Regelung minimalen Grades nach einer Gittergeraden oder Netzebene die Symmetrie eines Rotationsellipsoides oder Doppelkegels (Weißbergs Klasse 7) ist.

In bezug auf das optische Regelungsphänomen ist folgendes festzustellen.

Es gibt eine unbegrenzte Zahl von Schnittlagen durch das Gefüge, welche eine die Wahrscheinlichkeit für unregelmäßiges Gefüge übersteigende Anzahl von Kornschnitten normal zu einer optischen Achse, also für unsere Beobachtungsmittel isotrope Kornschnitte enthalten. Diese Gefügeschnitte zerfallen in zwei Scharen: eine derselben steht normal auf der einen optischen Achse, die andere Schar normal auf der anderen optischen Achse für alle Lagen der um g rotierenden optischen Achsen. Wenn wir also ein Gefüge nach g homogen geregelter trikliner Kristallite haben, so werden im allgemeinen auf der Lagenkugel zwei Gürtel für im erörterten Sinne überisotrope Gefügeschnitte vorhanden sein.

Diese Schnitte werden Tangentenebenen an die Spur der rotierenden optischen Achsen auf der Lagenkugel sein. Doch gibt es ausgezeichnete Fälle, in welchen die Spur beider optischen Achsen einen einzigen Kreis, bzw. eine einzige Breitenzone (entsprechend $\angle \gamma$) darstellt, demgemäß auch nur eine einzige solche Zone mit überisotropen Gefügeschnitten (überisotrope Zone) vorhanden ist. Dieser Fall tritt ein, wenn g in einem Hauptschnitt liegt, der nicht die optischen Achsen enthält oder anders gesagt, wenn entweder α oder γ normal auf der Rotationsachse (und Gefügesymmetrieachse) g steht; in beiden Fällen wird zugleich $\angle \varphi_\beta = \angle \omega_3$. Auch wenn α oder β oder γ mit g zusammenfällt, erhalten wir nur eine Zone für überisotrope Schnitte. Alle diese Fälle kann man am Rotationsmodell leicht evident machen. Fällt ω_1 oder ω_2 mit g zusammen, so wird H als Tangentenebenen überisotrope Gefügeschnitte haben.

Diese Grundlagen erleichtern die Betrachtung der Kristallitengefüge aus wirteligen Kristalliten und sie bilden eine Grundlage für die optische Gefügeanalyse durch verschieden orientierte Schriffe, bzw. den Drehtisch.

Es kann die Richtung der Symmetrieachse des Gefüges bekannt oder aus dem regelnden Felde oder aus Differentialbewegungen erschließbar sein.

In diesem Falle besteht die Frage, welche Richtung im Gitter diese Symmetrieachse ist oder anders gesagt, nach welcher Gittergeraden geregelt ist.

Man schleift zunächst normal zur Symmetrieachse des Gefüges, z. B. zur Streckungsachse eines Gefüges.

1. Ist dieser Schliff überisotrop, so ist nach einer optischen Achse, bzw. nach einer Gittergeraden, welche in die optische Achse fällt oder nach einer Netzebene normal zu optischen Achse geregelt worden. In der Lagenkugel fällt alsdann eine optische Achse mit g zusammen.

2. Ist dieser Schliff „nichtisotrop“, so legt man dem Meridian entlang verschiedene Schriffe, bzw. optische Ebenen durch Drehung am Drehtisch, welche alle eine Schnittgerade $\perp g$ gemeinsam haben.

a) Man findet entweder nur eine Zone sehr stark überisotroper Gefügeschnitte. Es fällt dann auf der Lagenkugel entweder α oder β oder γ mit g zusammen.

α . Fällt β mit g zusammen, ist also entweder nach einer Gittergeraden normal zur optischen Achsenebene geregelt oder nach der optischen Achsenebene, so liegt die einzige Zone überisotroper Schnitte um den Äquator der Lagenkugel, bzw. der überisotrope Gefügeschnitt liegt \parallel der Symmetrieachse des Gefüges.

β . Fällt α oder γ mit g zusammen, so kann bei bekanntem optischem Charakter des Kornes entschieden werden, ob α oder γ mit g zusammenfällt. Bedeutet ν den Winkel, unter welchem der überisotrope Gefügeschnitt zur Symmetrieachse des Gefüges geneigt ist, so gelten folgende Beziehungen.

Für optisch + Substanzen ($\gamma =$ spitze Bisektrix):

Wenn $(90 - v) < 45^\circ$, so fällt γ mit g zusammen; es ist nach γ oder nach einer Ebene $\perp \gamma$ geregelt.

Wenn $(90 - v) > 45^\circ$, so fällt α mit g zusammen; es ist nach α oder nach einer Ebene $\perp \alpha$ geregelt.

Für optisch — Substanzen ($\alpha =$ spitze Bisektrix):

Wenn $(90 - v) < 45^\circ$, so fällt α mit g zusammen; es ist nach α geregelt oder nach einer Ebene $\perp \alpha$.

Wenn $(90 - v) > 45^\circ$, so fällt γ mit g zusammen; es ist nach γ geregelt oder nach einer Ebene $\perp \gamma$.

Es ist aber auch möglich, daß α oder γ normal auf der Symmetrieachse des Gefüges, bzw. auf g der Lagenkugel steht. Diese Fälle sind von den obigen nur dann zu unterscheiden, wenn der $\sphericalangle v$ mit dem bekannten Achsenwinkel der Substanz nicht übereinstimmt, welche Übereinstimmung höchst unwahrscheinlich wäre.

b) Man findet zwei Zonen überisotroper Gefügeschnitte mit den Winkeln v_1 und v_2 zur Symmetrieachse des Gefüges, bzw. g der Lagenkugel geneigt. Diese Winkel von 90° subtrahiert, ergeben die Neigung der zugehörigen Achse zu g , also

$$90^\circ - v_1 = \sphericalangle \omega_1 g$$

$$90^\circ - v_2 = \sphericalangle \omega_2 g$$

Die Differenz $\sphericalangle \omega_1 g - \sphericalangle \omega_2 g$ ist ein Maß der Asymmetrie in der Stellung der zwei optischen Achsen gegenüber g der Lagenkugel und dient zur weiteren rechnerischen Orientierung der Lage von g im Kristallgitter.

Ist die Richtung der Symmetrieachse des Gefüges ganz unbekannt und nur das System und die optische Orientierung des Kristallits bekannt, so ist zuerst durch drei aufeinander \perp orientierte Gefügeschnitte das Gefüge nach überisotropen Schnitten abzusuchen und die Lage der Symmetrieachse aus diesen erst zu erschließen, indem man die Schnittlagen fortlaufend auf einer Kugel, bzw. deren Projektion verzeichnet, der gegenüber man das Gefüge durch Marken orientiert hat.

Es ist hiefür von der allergrößten praktischen Bedeutung, daß wir ganz neuerdings im Universaldrehtisch (Fedorow-Berek-Leitz) für Schiffe das Mittel besitzen, die meisten der Gefügeschnitte durch Drehung des Schliffes um eine im Schliff liegende Achse zu ersetzen und die optischen Achsen forlaufend stereographisch zu verzeichnen (siehe M. Berek Mikroskopische Mineralbestimmung mit Universaldrehtischmethoden, Berlin, Bornträger, 1924).

Monoklines System.

Wir unterscheiden, ohne die für das trikline System bereits erörterten Grundlagen zu wiederholen, folgende Fälle:

Es wird nach einer Gittergeraden g geregelt.

1. g liegt in (010) } singuläres g
2. g steht \perp (010) }
3. g steht schief zu (010); zwei zueinander geneigte gleichwertige g .

Wird nach einer Netzebene geregelt, so liegt diese

\perp auf 010, was mit Fall 1 zusammenfällt
oder \parallel 010, was mit Fall 2 zusammenfällt

oder sie steht schief zu (010), was mit Fall 3 zusammenfällt.

Es sind dann ebenfalls zwei zueinander geneigte ganz gleichwertige Netzebenen zu beachten.

Alle drei Fälle haben, nach den Festigkeitsdaten monokliner Kristalle zu schließen, Aussicht, in passiv geregelten monoklinen Gefügen gefunden zu werden.

Es sei nach einem g in (010) geregelt oder nach einer Ebene \perp (010).

Die Lagenkugel zeigt Rotationsellipsoidsymmetrie (Weissenbergs Klasse 7).

Unter den Breitenkreisen, bzw. -zonen, sind die von den singulären Gittergeraden stammenden mit nur halb soviel Repräsentationspunkten belegt wie die von den binären Gittergeraden stammenden, eine Verschiedenheit vom gleichen Fall trikliner Kristallite, welche vielleicht einmal mittelbar zur praktischen Unterscheidung verwendbar wird; denn es entsprechen den von binären Gittergeraden besetzten Breitenzonen zuordenbare binäre Netzebenen, was unter geeigneten Bedingungen als röntgenoptischer Effekt nachweisbar werden kann durch das Auftreten von zwei (abzüglich des Intensitätsunterschiedes durch die anderen Bedingungen) verschieden intensiven Ringsystemen in dem unserem Falle entsprechenden Diagramm eines rotierten Einkristalls oder eines nichtrotierten Kristallitengefüges. Analog ließen sich Fall 2 und 3 charakterisieren, was aber wegen des fraglichen praktischen Wertes hier unterbleibt.

Was das optische Verhalten monokliner Kristalliten anlangt, so werden wir erwarten, daß irgendwelche monokline Kristallite nach (010), bzw. b und damit also nach einer der drei Ellipsoidachsen geregelt auftreten können; aber typischerweise eben nur nach einer für den Kristalliten bestimmten. Wir haben also folgende Fälle zu untersuchen, was die Symmetrieeigenschaften der Ellipsoidschar des geregelten Gefüges und was das optische Phänomen in verschiedenen Gefügeschnitten angeht.

Das Gefüge ist geregelt

1. nach einer der Ellipsoidachsen $\alpha \beta \gamma$, bzw. nach dem auf $\alpha \beta \gamma$ senkrecht stehenden Ellipsoidhauptschnitt,

2. nach irgendeiner in einem Hauptschnitt liegenden Gittergeraden. Diese Gittergerade heiße, je nachdem der Hauptschnitt, in dem sie liegt, auf α , β oder γ senkrecht steht $g_\alpha g_\beta g_\gamma$; g_β liegt also in der optischen Achsenebene und die beiden optischen Achsen, deren Auftreten

als Gerade, nach denen geregelt wird, nicht besonders wahrscheinlich ist, sind Spezialfälle von g_β ;

3. nach irgendeiner schief zu allen drei Ellipsoidhauptschnitten gestellten Geraden, bzw. Netzebene.

Bei unserer Betrachtung setzen wir voraus, daß die „optische Orientierung“ der Kristalliten bekannt sei. Und es ist jedesmal der betreffende Fall für beide Haupttypen der optischen Orientierung monokliner Kristalle zu unterscheiden, nämlich, daß die optische Achsenebene in (010) liegt (Typus geneigter Dispersion) und daß die optische Achsenebene auf (010) normal steht (Typus horizontaler Dispersion).

Wir erhalten so eine Reihe von Fällen von anisotropen Ellipsoidscharen, deren voneinander optisch nicht unterscheidbare wir schließlich zusammenfassen, bevor wir wieder an die Frage gehen, was das optische Regelungsphänomen in Gefügeschnitten mit dem Universaldrehtisch untersucht, besagen kann.

ad 1. Wie wir schon für triklone Kristalliten erwähnten, ergibt sich bei Regelung nach α , β oder γ nur je eine Breitenzone unter dem Winkel v gegen g (α , β , γ) geneigter überisotroper Gefügeschnitte, wobei der $\sphericalangle v = 180^\circ$ ist oder leicht aus dem Achsenwinkel der Substanz ableitbar.

Unter den Regelungen nach b bzw. (010) hebt sich der Fall geneigter Dispersion $\beta = b = g$ durch seine äquatoriale Breitenzone überisotroper Gefügeschnitte heraus.

ad 2. Es wurde bereits für triklone Kristallite erwähnt, wie sich eine Regelung nach einer optischen Achse kundgibt. Für alle übrigen g_β (Geraden in der optischen Achsenebene) außer α , γ und den beiden optischen Achsen treten zwei Breitenzonen überisotroper Gefügeschnitte auf. Für alle g_α und g_γ dagegen tritt nur eine Breitenzone überisotroper Gefügeschnitte auf.

ad 3. Auch für diesen Fall gelten die bereits für triklone Kristallite beschriebenen Verhältnisse.

Es ist ja überhaupt klar, daß alle Betrachtungen, welche sich auf die verschiedenen Typen anisotrop geregelter Scharen dreiaxiger Ellipsoide beziehen, für triklone, monokline und rhombische Kristallite gelten. So in unserem Falle die Rotationsellipsoidsymmetrie der Ellipsoid-schar (wenn nach einer Geraden oder der darauf senkrechten Ebene also mit maximaler theoretischer Freiheit geregelt wird); ferner das Auftreten von ein oder zwei Breitenzonen überisotroper Gefügeschnitte und die Winkelbeziehungen dieser Gefügeschnitte sowie der Vorgang bei der praktischen optischen Gefügeanalyse, für welche als älteste Methoden meine Methode des gemeinsamen Farbensteigens und -fallens, sodann Schmidts statistische Methoden und nun die hier erörterte Methode der überisotropen Gefügeschnitte mit dem Drehtisch mit direkter Bestimmung der Pollagen mit demselben, wie sie Schmidt nach brieflicher Mitteilung übt, in Frage kommen.

Erst wenn wir dazu übergehen, an Stelle des Ellipsoids wieder das Korn, bzw. Gitter zu setzen und nach der Symmetrie dieses letzteren die wahrscheinlichsten Regelungen zu beachten, ergeben sich die zu

erwartenden Unterschiede im optischen Regelungsphänomen triklinen, monokliner und rhombischer Kristallite.

Im triklinen System ist der wahrscheinliche Fall, daß die Gerade, bzw. Ebene, nach welcher geregelt wird, keine Hauptrichtung des Ellipsoids ist, daß demnach alle Phänomene auftreten, welche wir für eine Regelung nach einer zum Ellipsoid schiefen Geraden erörtert haben. Insbesondere sind also bei triklinen Kristalliten zwei Breitenzonen überisotroper Schnitte wahrscheinlich (zweifach überisotrope Gefüge).

Bei den Monoklinen ist es anders. Es ist eine Regelung nach (010) bzw. b bereits im Bereiche der Wahrscheinlichkeit. Das führt im Gefüge zu einfacher Überisotropie, und zwar für geneigt Disperse zu äquatorialer einfacher Überisotropie.

Auch daß nach einer Geraden in (010) geregelt wird, ist nicht fernliegend. Diese Gerade liegt dann in einem Hauptschnitt des Ellipsoids. Bei geneigt Dispersen ist dieser Hauptschnitt die optische Achsenebene und das nach einer Geraden in (010) geregelte Gefüge zweifach isotrop. Bei horizontal Dispersen ist dieser Hauptschnitt \perp auf der optischen Achsenebene und das nach einer Geraden in (010) geregelte Gefüge ist einfach überisotrop. Es sind also bei monoklinen Kristalliten außer den zweifach überisotropen Gefügen zu erwarten: für horizontal Disperse: einfache Überisotropie des Gefüges entweder durch eine Regelung nach (010) (bzw. b) oder nach einer Geraden in (010) (anders gesagt durch eine Regelung nach einer singulären Gittergeraden). Für geneigt Disperse: einfache Überisotropie, und zwar äquatoriale bei Regelung nach (010) (bzw. b).

Es fügt sich am besten gleich die optische Kennzeichnung geregelter rhombischer Kristallite hier an, für welche als Grundlage ebenfalls noch das Verhalten des dreiachsigen Ellipsoids gilt. Es werden hier die Fälle in den Vordergrund treten, in welchen nach α , β , γ , bzw. nach den darauf senkrechten Hauptschnitten geregelt wird, ferner nach g_α , g_β , g_γ , bzw. nach den zugehörigen Flächen aus den kristallographischen Zonen der Kristallachsen.

Die Regelungen nach α , β , γ zeigen einfache Überisotropie, die Regelung nach β äquatoriale einfache Überisotropie.

Die Regelung nach einer in einem Hauptschnitt liegenden Geraden (g_α , g_β , g_γ) führt zu einfacher Überisotropie des Gefüges im Falle g_α und g_γ , zu zweifacher Überisotropie aber im Falle g_β , wenn also die Gerade, nach der geregelt wird, in der Achsenebene liegt.

Wir erhalten also zweifache Überisotropie bei Rhombischen seltener als bei Triklinen und Monoklinen, nämlich überhaupt nur dann, wenn die Gerade, nach der geregelt wird, in der optischen Achsenebene liegt, was ja der Fall sein kann, oder wenn diese Gerade schief zum Achsenkreuz steht, was seltener zu erwarten ist als bei triklinen und monokline Kristalliten (wegen des Taylorschen Deformationsmechanismus).

Was nun die Anisotropie des Kristallitenaggregats (oder des Gitteraggregats) in bezug auf die Gitter für rhombische Kristalliten und alle höher symmetrischen angeht, so erhalten wir auf Grund der bereits gegebenen Kennzeichnung und des früher Erörterten zunächst Rotations-

ellipsoidsymmetrie der Anisotropie (Weissenbergs Klasse 7), wenn wir theoretisch minimal regeln, und Unterscheidungsmöglichkeiten, auf welche einzugehen hier der Raum fehlt.

Was die Ellipsoidscharen der Wirtelkristalle anlangt, so handelt es sich bekanntlich um Rotationsellipsoide, deren Hauptachse immer mit c zusammenfällt.

Wir betrachten die Ellipsoidschar, bzw. ihre Anisotropie, wenn nach der Hauptachse, bzw. nach der Ebene \perp darauf geregelt wird, wenn nach einer Geraden in dieser Ebene, bzw. nach einer Ebene, in der die Hauptachse liegt, geregelt wird und endlich wenn nach einer anderen Geraden, bzw. nach der zu ihr senkrechten Ebene geregelt wird. Wegen der kristallographischen Festlegung des Ellipsoids entspricht der erste Fall ohne weiteres einer Regelung nach c , bzw. (001); der zweite nach einer Geraden in (001), bzw. nach $(h k 0)$; der dritte nach einer beliebigen Geraden, bzw. nach $(h k l)$.

Wird nach c bzw. nach e des optischen Ellipsoids geregelt (etwa indem wir einen Einkristall mit zur Basis spitzwinklig geneigten Gleitebenen walzen), so erhalten wir eine vom Grenzwinkel abhängige Charakteristik $\sphericalangle \gamma$, von welcher das Feld H abhängt. Ist $\gamma < 90^\circ$, so erscheinen die betreffenden Körner in jedem Gefügeschnitt parallel zu g , \perp (001) der Lagenkugel gemeinsam additiv oder subtraktiv gegenüber einem Hilfspräparat (Bereks Kompensator). Der Gefügeschnitt normal zu g der Lagenkugel ist überisotrop. Es sei nun ein Gefügeschnitt unter $\sphericalangle v$ zu g geneigt. $\gamma < 90^\circ$. Schneiden wir das Gefüge $\parallel g$, so haben wir ($v = 0^\circ$) einen unterisotropen Schnitt mit gemeinsam additiven Körnern. Neigen wir nun unseren Gefügeschnitt gegen g , so bleibt seine

Unterisotropie bis zur Schnittlage $v = 90 - \frac{\gamma}{2}$ erhalten, von wo an sie in Überisotropie umschlägt. Das Phänomen gleichsinniger gemeinsamer Addition bleibt von $v = 0^\circ$ bis $v = 90^\circ$ erhalten.

Wird nach einer Geraden $g \perp c$ geregelt (also z. B. im Zinkdehnungsmechanismus), so erhalten wir ein Maximum der Unterisotropie in Gefügeschnitten $\perp g$ und ein Maximum der Überisotropie in allen Gefügeschnitten $\parallel g$, bzw. in einer äquatorialen Zone der Lagenkugel, deren Streifenbreite in Bogengraden $= \sphericalangle \gamma$ ist. In Gefügeschnitten außerhalb dieser Breiten fehlen isotrope Körnerschnitte (\perp zu c).

Was das gemeinsame Additionsphänomen der Körner angeht, so zeigen Gefügeschnitte tangential an die äquatoriale Breitenzone nur isotrope Körner und gemeinsam-additive. Die Tangentialschnitte an H zeigen keine isotropen Körner und kein gemeinsames additives Verhalten ihrer Körner. Die schiefen Gefügeschnitte außerhalb der äquatorialen Zone zeigen keine isotropen Körner und eine gegen den Pol hin steigende Verwischung des gemeinsamen additiven Verhaltens, abhängig von der Exzentrizität des Ellipsoids und vom Winkel zwischen Gefügeschnitt und g .

Wir haben noch den Fall zu betrachten, daß nach einer Geraden schief zu c geregelt wird. Schließt g mit c den Winkel α ein, so verläuft auf der Lagenkugel die Häufungszone für c in der geographischen

Breite α mit einer Streifenbreite von γ Bogengraden und jede Tangentialebene ist ein überisotroper Gefügeschnitt.

Zur eingehenden Kennzeichnung des Verhaltens der überisotropen Gefügeschnitte und beliebiger schiefer Gefügeschnitte Einachsiger und Zweiachsiger ist die bei späterer Gelegenheit zu bringende geometrische Untersuchung¹⁾ der Schnittellipsoiddurchmesser eines rotierenden Ellipsoids nötig.

Durch eine solche Untersuchung soll festgestellt werden, welche Schnitte des rotierenden Kornes ein additives Phänomen, z. B. gemeinsames Farbensteigen mit einem Hilfspräparat ergeben können, bzw. welche Körner eines nach g geregelten Gefüges (nicht eines beliebig geregelten oder ungeregelten Gefüges) dieses Phänomen ergeben.

Diese letztere Frage, welche Körner in einem ganz ungeregelten Gefüge mit Vertretung aller möglichen Kornlagen das Phänomen ergeben, bzw. welche Lagen eines nur im Mittelpunkt festgehaltenen Kornes, diese Frage wurde bereits (Jb. G. B. A. 1923) mit der Lösung veröffentlicht. Es wurde hiebei gefragt, welche Kornlagen denn überhaupt mit dem Phänomen in einem bestimmten Gefügeschnitt vereinbar seien. Und es wurde auf einer Lagenkugel der von Kegelschnitten umschlossene Bezirk abgegrenzt, in welchem sich die längste Ellipsoidachse bzw. die Achse eines Rotationsellipsoids ergehen kann, ohne daß das gemeinsame Farbensteigen gemeinsam mit einem Kornschnitt parallel zur kürzesten Ellipsoidachse unterbleibt.

Die Gesamtheit aller Kornlagen, welche das Phänomen zeigen, geht aus der Ausgangslage durch zweierlei Bewegungen hervor, durch das Pendeln der Achsen, welches durch die erwähnten Felder auf der Lagenkugel beschränkt ist, und durch Rotation um die jeweilige Achsenlage. Diese Rotation ist ebenfalls beschränkt dadurch, daß die Achsen nicht (durch Drehung um eine andere Achse) aus ihren Bezirken herausgedreht werden dürfen.

Wir können die Perntsche geometrische Untersuchung (1923) bereits als teilweise Lösung unserer obenangestellten Hauptfrage betrachten.

Die Lagenkugel Pernts verzeichnet eben im Dienste einer anderen Fragestellung, bereits alle Lagen des Ellipsoids bzw. seiner Achsen, welche möglich sind, wenn in einem bestimmten Gefügeschnitt das gemeinsame Farbensteigen auftreten soll. Damit ist ganz zugleich gezeigt, für welche Körner im betreffenden Gefügeschnitt das Additionsphänomen auftritt oder, was dasselbe ist, welche Bewegungen Rotationen und Pendelungen ein dreiachsiges (und ein Rotations-) Ellipsoid ausführen kann, bei erhaltenem Additionsphänomen im bestimmten Gefügeschnitt. Wir entnehmen (siehe Jb. A. 1923, S. 235) der Perntschen Lagenkugel folgendes:

Man kann eine Achse der Ellipsoids (in dem Falle Pernts die Kürzeste a_3) als Rotationsachse g betrachten und unseren Schnitt als einen der zu g parallelen Schnitte.

Wir können dann sowohl um g rotieren, als auch Nutationen ausführen in einem auf der Lagenkugel umgrenzten Felde H . Dieses Feld

¹⁾ Sie wurde seither von Herrn Dr. Ing. Pernt bereits durchgeführt.

H_3 ist für das dreiachsige Ellipsoid (also für optisch zweiachsige Kristallite) ein in der Richtung senkrecht auf unseren Gefügeschnitt oblonger Kegelschnitt auf der Lagenkugel (siehe l. c. Figuren). Für das Rotationsellipsoid ist dieses Feld H_1 ein in derselben Richtung oblonges Feld, welches von zwei auf dem Gefügeschnitt und aufeinander senkrechten größten Kugelkreisen aus der Kugel geschnitten wird. Zwischen einem Grenzfall von H_3 einerseits und H_1 andererseits, liegen alle H -Felder für die optisch Zweiachsigen abhängig vom Verhältnis $a_1 : a_2 : a_3$.

Wir sehen also, daß die Bedingung, daß in einem ganz bestimmten einzelnen Gefügeschnitt gemeinsames Farbensteigen auftritt, dem Korn eine Lagenfreiheit läßt, welche einem ganz bestimmten Typus inhomogener Gefügeregelung entspricht. Dieser ist durch die Form der Felder $H_3 \dots H_1$ charakterisierbar für die betreffenden Kristallite.

In unserem Zusammenhang interessiert aber die homogene Regelung bei Rotation um a_3 und Nutation in einer kreisförmig umgrenzten Kugelkalotte H . Um hierin weiterzukommen, fragen wir: Welche Freiheit verbleibt dem Korne, bzw. dem Ellipsoid, wenn in allen zu g parallelen Gefügeschnitten unser Phänomen immer bezogen auf ein $\perp g$ schwingendes Hilfspräparat auftreten soll. Wir erhalten die Antwort, wenn wir die Perntsche Lagenkugel um g rotieren.

Es ergibt sich dann das Feld, welches $g = a_3$ in seinen Nutationen nicht verlassen darf, als eine kreisförmig umgrenzte Kugelkalotte H mit der Charakteristik $\sphericalangle \gamma = 90^\circ$. Dasselbe gilt für optische Einachsige, Also: Für eine homogene Regelung geringsten Grades nach g , wobei g entweder die längste a_1 oder die kürzeste a_3 Ellipsoidachse (also eine Bisektrix) ist, nicht aber die mittlere a_2 (=Index β , oder optische Normale), tritt in allen Gefügeschnitten parallel zur Ausgangslage von g im Zentrum von H an allen Kornlagen das Additionsphänomen (mit einem in der Ausgangslage schwingenden Hilfspräparat) ein, für welche eben die Nutation von g das durch $\sphericalangle \gamma = 90^\circ$ charakterisierte Feld H nicht überschreitet.

Es tritt also z. B. dieses Phänomen bereits auf, wenn die Regelung nach einer Streckungs- oder Zugachse mit einem Grenzwinkel $\alpha < 45^\circ$ erfolgt, allerdings nur wenn nach den vorerwähnten Bedingungen geregelt wird.

Meines Erachtens besteht Aussicht, daß durch die hier theoretisch erörterte, durch den neuen Fedorow von Leitz praktisch erleichterte Kornlagenbestimmung mit Hilfe der überisotropen Gefügeschnitte, die besser für eine rasche Vororientierung brauchbare Methode der gemeinsam steigenden Farben, bzw. gemeinsamer Kompensation mit dem Berek ersetzt wird, weshalb es vorderhand mit dem Erörterten genug sein mag.

Auch an die von Seiten der Metallographie heststudierten kubischen Kristallite kann nur kurz hinweisend einiges für Gesteinsbildner in Frage kommende angeschlossen werden. Vor allem kommt bei allen nicht kubischen Kristalliten mit Ausnahme der triklinen jener Deformationsmechanismus mit „wechselnder“ Einstellung einer Halbierungsgeraden zwischen gleichwertigen Gleitflächen bzw. -richtungen in Betracht, welchen Taylor und Elam vom kubischen Aluminium zuerst

beschrieben und Polanyi-Masing (l. c.) erörtert haben; worauf hier der Hinweis genügen muß.

Außer diesem folgerichtigerweise an kubischen Material (mit seiner vielfachen Wiederkehr gleichwertiger Gleitflächen und -richtungen) zunächst nachgewiesenen Prinzip, haben ebenfalls allgemeine Bedeutung die Erfahrungssätze Polanyis (l. c.) für Gefüge kubischer Kristallite.

1. Eine Symmetrieachse stellt sich um so eher in die Zugrichtung ein, je spitzer ihr Winkel mit der Gleitrichtung ist.

2. Beim Walzen liegen in der Walzrichtung jene Geraden, welche den spitzesten Winkel zwischen 2 Gleitrichtungen halbieren.

3. In die Walzebene stellen sich Symmetrieebenen, welche den spitzen Winkel von Gleitrichtungen halbieren.

Polanyi hat versucht, diese Verhältnisse daraus zu verstehen, daß er die Walzung aus Dehnung in der Walzrichtung und „Ausbreitung“ des Kristalls in der Walzebene nach links und rechts zusammensetzte.

Ich habe an vielen Einzelfällen beschrieben und allgemein festgestellt, daß bei der Walzung der Gesteine quer zum überschiebenden, faltenden und überwalzenden Druck, also quer zur Walzrichtung der Metallographen Streckung auftritt in allen Graden. Diese Streckung läßt sich als Druckminimum oder als Zug auffassen, wie z. B. die hiezu korrelierten Zugrisse zeigen. Ich habe auch dieser Auffassung entsprechend geregelte Quarzgefüge beschrieben und anlässlich der Tagung 1924 darauf hingewiesen, daß sich auch die Walzstruktur der Metallographen aus Druck \perp zur Walzfläche (mit Scherungen) und aus Zug quer zur Walzrichtung verstehen läßt.

In der Tat liegt bei raumzentrierten kubischen Metallen:

die Würfelflächendiagonale \parallel zum Zug und quer zur Walzrichtung.

Bei flächenzentrierten kubischen Metallen liegt:

die Würfeldiagonale oder die Würfelseite \parallel zum Zug und quer zur Walzrichtung.

Es entspricht also die Richtung quer zur Walzrichtung sehr vollkommen der von uns so oft betonten Streckung (Dehnung) quer zur Walzrichtung.

Bei raumzentrierten Kubischen läßt sich die in der Walzrichtung auftretende Würfelflächendiagonale als Einstellung auf Druck \perp zur Walzebene verstehen.

Ebenso läßt sich die Einstellung der Würfelseite in die Walzrichtung bei raumzentriert Kubischen verstehen; während die Einstellung von $[112]$ in die Walzrichtung verständlich ist, wenn wir den Würfel mit seiner Würfeldiagonale quer zur Walzrichtung stellen, und dann die einzige gegenüber dem Drucke normal zur Walzfläche symmetrische Rotationsstellung einnehmen lassen, welche eben die mit $[112]$ in der Walzrichtung ist.

Anisotropie der Intergranularen.

Die Betrachtung der Anisotropie der Intergranularenetze, welche noch ganz unbearbeitet ist, wird einerseits deskriptiv typisierend vorgehen müssen (wie etwa Hirschwald zur Beurteilung der Verwitterungsfestigkeit), andererseits von vornherein starke Vereinfachungen im Hinblick auf die Frage der Anisotropie vorzunehmen haben.

So können wir die Intergranulare lediglich als Grenzfläche zwischen gleichartigen oder ungleichartigen Körnern betrachten und mit dem letzteren Fall auch den Fall betrachten, daß die Füllung eines Porenvolumens, sei sie auch flüssig oder gasig, als Korn des demnach jedenfalls polymikten Gesteins betrachtet wird. Es wird dann bei polymikten Gesteinen (in diesem weiten Sinne) die Intergranulare auch als Grenzfläche an verschiedenen Stellen „ungleichartig“ sein, im Ganzen höchstens so vieler Art, als die Berührungsmöglichkeiten der verschiedenen Kornarten sind. Doch wird diese Ungleichartigkeit der Intergranulare an und für sich ebensowenig die statistische Isotropie aufheben müssen, als es die Ungleichartigkeit der Körner muß. Ferner wird eine Anisotropie durch Ungleichartigkeit der Intergranulare immer schon durch eine Anisotropie in der Anordnung der verschiedenen Körner gegeben und daher hier nicht eigens zu behandeln sein. Man kann sich also darauf beschränken, lediglich zu beachten, inwiefern die Gestalt des Intergranularnetzes zunächst in einem monomikten Gefüge Anisotropie bedingen kann und auch die Unterscheidungen homogen und inhomogen (im interessierenden Bezirk) nur auf die Gestalt des Intergranularnetzes beziehen. Beschränkt man sich ferner auf homogene Intergranularnetze im strengen Sinne, also auf im betrachteten Bezirke gleichmaschige, so wird die Anisotropie des Intergranularnetzes für die Ausbreitung irgend eines Vorganges im Gefüge in ihrer Symmetrie, der Symmetrie der Elementarmasche entsprechen, gleichviel, ob der Vorgang an der Intergranulare nur eine Geschwindigkeitsänderung oder eine Ablenkung erfährt.

Es werden sich in ihrer Symmetrie viele Maschen annähernd als Elementarparallelogramme und damit ihre Netze als Gitter betrachten lassen; auch die Symmetrie der verschiedenen nadeligen, blättrigen oder nach ein oder mehreren Dimensionen unendlich gestreckten Intergranularmaschen und -netze (z. B. in manchen Schiefen!) wird leicht zu kennzeichnen sein. Hängt die Ausbreitung des Vorganges lediglich von der Zahl der pro Wegeinheit passierten hemmenden Intergranularen ab, so liegen die Ankunftsorte des Vorganges nach der Zeit t auf einer Fläche von der Symmetrie und Orientierung der Elementarmasche. Mehr als dieses Allgemeinste läßt sich darüber hier nicht sagen, da von Herrn Dr. Schatz darauf gerichtete Studien vorläufig unterbrochen wurden.

Vorkristalline Deformation, trockene Rekristallisation, Warmreckung.

Vielleicht noch wesentlichere Anregungen als das Studium der nachkristallinen Deformation wird das Studium der vorkristallinen Deformation von seiten der Metallographie zu erwarten haben. Die

„Rekristallisation“, welche in der folgenden Erörterung einiger Grundlagen im Vordergrund steht, ist die trockene, ohne Lösungsumsatz erfolgende Rekristallisation, deren Kennzeichen die Metallographie lehrt und deren mögliche Rolle in Gesteinen zuerst energisch betont zu haben Schmidt das Verdienst hat. Ich möchte dieses Verdienst nicht schmälern, wenn ich, wie schon (Jb. BA.) 1923 noch immer auf die Fraglichkeit dieser Rolle und hiemit auf einige Wege, sich da erst zu vergewissern, hinweise. Auch für dieses Gebiet soll eine Erörterung der Begriffe und Fragestellungen, deren Anwendung auf konkrete Beispiele vorausgehen.

Die Rekristallisationsgesetze nach Czochralski (ausgezeichnete Diagramme l. c.) werden kurz erwähnt und hinsichtlich der bei Gesteinen möglichen Komplikationen umrißweise erörtert. Unter Rekristallisation schlechthin ist im folgenden die ohne Lösungsumsatz verstandene, welche ich als trockene Rekristallisation neben der feuchten zu unterscheiden, vorschlage.

1. Bei einem Metall beginnt die Rekristallisation schon bei um so tieferer Temperatur, je höher der Grad der Kaltknetung war.

2. Die Zeit, in welcher die Rekristallisation einen Abschluß erreicht, sozusagen für die betreffende Temperatur vollendet ist, nimmt mit dem Kaltknetungsgrad ab.

3. Das rekristallisierte Korn wird um so kleiner, je stärker die Kaltknetung war und um so gröber, je geringer die Kaltknetung war.

4. Auch mit steigender Rekristallisationstemperatur wächst die Korngröße des rekristallisierten Gefüges.

Der 3. und 4. Satz zusammen sind im Rekristallisationsschema von Czochralski ausgedrückt (siehe Czochralski, Moderne Metallographie oder ein modernes Petrographielehrbuch: Niggli, Erdmannsdorfer).

5. Unterhalb der unteren Rekristallisationstemperatur, die je nach dem Grade der vorangegangenen Kaltreckung verschieden hoch liegen kann, ist es nicht möglich, durch verschieden starke Kaltknetung die Korngröße zu beeinflussen.

6. Über der unteren Rekristallisationstemperatur dagegen nimmt das Korn mehr oder weniger rasch die, wie man sieht, der Kaltreckung und Temperatur zugeordnete Größe an.

Die Korngröße eines trocken-rekristallisierten Gefüges ist also abhängig vom Kaltknetungsgrad und von der Temperatur. Aus einer bestimmten Korngröße ist also weder die Bildungstemperatur noch die vorangegangene Durchbewegung eindeutig abzulesen. Das erinnert an die Mehrdeutigkeit der Korngröße erstarrter Schmelzen. Sehen wir aber in einem natürlichen Deformationspräparat eines vorkristallin deformierten Gesteins, für das wir gleiche Temperatur annehmen können, Korngrößenunterschiede, so können wir sie auf verschiedenen Kaltreckungsgrad zurückzuführen versuchen. Und wir haben, wenn diese Zurückführung dem für das Stück anzunehmende Beanspruchungsplan entspricht, ein Argument für das Walten von trockener Rekristallisation (echter Metallrekristallisation) im Gestein.

7. Ist die Korngröße für ein bestimmtes Wertepaar (Kaltknetung und Temperatur) erreicht, so ändert fortdauerndes Erwärmen bei dieser Temperatur nichts mehr an der Korngröße.

8. Sind sämtliche innere Spannungen des deformierten Metallstücks ausgeglichen, so erfolgt keine weitere Umkristallisation und keine Korngrößenänderung mehr.

Bei Deformationen unterhalb der Elastizitätsgrenze tritt keine Rekristallisation auf.

Mir scheint es allerdings noch fraglich, ob sich nicht an elastisch deformierten Einkristallen bereits Rekristallisation wird nachweisen lassen.

Von der größten Wichtigkeit für Gesteinsgefüge, namentlich für polymikte Gesteinsgefüge ist der

10. Satz von Czochralski und Masing: Geringe Beimengungen oder die Gegenwart eines zweiten Gefügebestandteils können nicht den grundsätzlichen Verlauf der Korngrößenkurven, wohl aber die Zahlenwerte beeinflussen.

Dieser Satz erlaubt also, das Grundsätzliche auch auf polymikte Gesteine zu übertragen.

Mit den petrographischen Erfahrungen an rekristallisierten Quarzgefügen (von denen ich annehme, daß die passive Regelung durch Kaltreckung bei Rekristallisation sowohl abgebildet als auch zerstört werden kann) gut vereinbar ist die Feststellung Glockers (Zeitschr. f. Physik 1925, S. 386), daß bei Rekristallisation von Metallen beides eintritt, wobei sogar eine neue Übergangsregel des Gefüges auftritt, für welche mir bei Mineralen noch kein Analogon bekannt ist.

Wir bekommen durch Masing l. c. eine andere Vorstellung von den Keimen der Rekristallisation, als wir sie von den Keimen oder Kernen in einer unterkühlten Schmelze oder in metastabilen Kristallen haben. Vor allem sind die Rekristallisationskerne dieser Theorie schon vor der Rekristallisation vollzählig vorhanden. Ferner aber berühren Masings theoretische Einwände dagegen, spontane Erstarrungskerne und Rekristallisationskerne gleichzustellen, auch von ferne das Problem der mechanisch-chemischen Deformation und ich führe sie deshalb ganz kurz an.

Die Kerne der unterkühlten Schmelzen und metastabilen Kristalle sind begleitet von einem großen Stabilitätssprung zwischen der stabilen und metastabilen Phase. Einen vergleichbaren Stabilitätssprung, welcher gestatten würde, den kaltgereckten Kristall als eigene thermodynamische Phase zu betrachten, hat man nicht gefunden, trotz hierauf gerichteter Bemühungen.

Es ist auch Vogel (Natw. 13. Juli 1924, T. 479) der Ansicht, daß man von einer spontanen Neubildung von Kristallen bei der Rekristallisation nicht sprechen kann*.

Andererseits ist es aber sicher und von Masing selbst erwähnt, daß außer der Reckung eine unterhalb des Schmelzpunktes bewirkte Phasenänderung zur Rekristallisation führen kann, z. B. eine allotrope Umwandlung, eine Reduktion im festen Zustand, eine elektrolytische

Abscheidung. Sprechen wir in solchen Fällen schlechtthin von Rekrystallisation (wie Masing) oder die amerikanischen Petrographen, was wir vielleicht bis zur Klärung der Frage lieber nicht sollten, so ist damit schon darauf hingewiesen, daß sowohl eine Phasenänderung, als die Reckung Rekrystallisation erzeugen kann. Ich habe in petrographischen Arbeiten auf Fälle hingewiesen, in welchen teilweise gereckte Kristalle (Feldspate) einen lehrreichen Vergleich des deformierten und des undeformierten Teiles erlauben. In beiden Teilen ist eine stabile Phase (oder mehrere stabile Phasen) mehr oder weniger reichlich an Stelle des unstabilen Kristalls getreten; im deformierten Teile aber weit reichlicher und geregelt.

Es ist zweifellos, daß im deformierten Teile des Kristalls die Kaltdeformation die Rekrystallisation (als Glimmer) quantitativ gefördert hat, bisweilen überhaupt erst ausgelöst. Andererseits führt die Unstabilität der Phase (Feldspat) ebenfalls zu ganz derselben nur geringeren Rekrystallisation (als Glimmer), so daß man sagen kann, es habe auch die Phasenänderung an und für sich ihrerseits den Effekt der Rekrystallisation nach Reckung gesteigert. Und ich glaube, daß man in solchen Fällen vorläufig nur diese erörterte und keine weitere Unterscheidung der Rekrystallisation nach Phasenänderung und der Rekrystallisation nach Reckung vollziehen kann und daß man von diesem Punkte aus weiter in die Angelegenheit wir eingehen müssen.

Ich komme zurück auf die Sätze, welche den Zusammenhang zwischen Korngröße, Temperatur und Kaltknetungsgrad für Metalle festlegen. Es ist wahrscheinlich, daß die Übertragung dieser Sätze, also des Czochralskischen Rekrystallisationsschemas auf manche Gesteinsgruppen gelingt. Für solche Gesteinsgruppen, welche unter den weiteren Begriff der vorkristallin deformierten Tektonite fallen, ist ein bestimmter engerer Name nötig, wenn sie nachgewiesen sein werden, etwa eben trocken rekrystallisierte Gesteine (bzw. Tektonite).

Der Nachweis trocken rekrystallisierter Gesteine hat aber noch eine Reihe weiterer Gesetzmäßigkeiten in Betracht zu ziehen, welche durch die experimentelle Metallographie nachgewiesen sind.

Da kommt zunächst in Frage der Zusammenhang zwischen Rekrystallisationsgeschwindigkeit, Temperatur und Kaltknetungsgrad.

Es ist vom Standpunkt der Raumgitterlehre der Kristalle aus zu erwarten und geht aus dem Diagramm Czochralskis hervor, daß die Rekrystallisationsgeschwindigkeit nahe am Schmelzpunkt am größten ist. Aber man sieht auch, daß sie sehr stark vom Kaltknetungsgrad abhängt: Sie ist bei Kaltknetung = 0 ebenfalls 0; d. h.: ohne Kaltknetung keine Rekrystallisation. Wir erinnern uns an die außerordentliche Bedeutung der Durchbewegung für die Umkrystallisation der Gesteine. Ich habe das als kristalline Mobilisation durch Umrührwirkung bezeichnet und halte es für möglich, daß ein Teil der Umrührwirkung der Wirkung der Metallkaltknetung entspricht (dieser Teil allein würde z. B. in monomikten Gesteinen zu Worte kommen). Ein Teil aber wirkt sicher als Umrührung von Teilen, welche miteinander in Berührung und zur chemischen Reaktion gebracht werden (vergl. Jb. 1923).

Aber wir sehen auch, daß die Rekristallisationsgeschwindigkeit unterhalb einer bestimmten Grenztemperatur unendlich klein wird. Und da müssen wir es dann vom Standpunkt der petrographischen Geologie aus diskutieren, ob nicht die im Vergleich zum Experiment unendlich großen geologischen Zeiträume für eine Rekristallisation bei allen Temperaturen hinreichen. Das scheint nun nicht der Fall, denn wir kennen nichtrekristallisierte Mylonite der geologischen Vergangenheit. Es ist also insolente anzunehmen, daß das Rekristallisationsdiagramm auch in der Gesteinswelt zu Worte kommen kann, ohne daß die lange Zeit bereits alle Abhängigkeit von der Temperatur unablesbar gemacht hat. Petrographisch wäre diese Frage insbesondere an Kontaktgesteinen zu prüfen. Je höher die Temperatur, desto rascher kann die Deformation gleichzeitig erfolgen, ohne daß das Bild des vorkristallin deformierten Gefüges verloren geht.

Was die Abhängigkeit der Rekristallisationsgeschwindigkeit vom Kaltknetungsgrad anlangt, so ist diese Abhängigkeit dort in Betracht zu ziehen und zu prüfen, wo wir an einem einzigen Deformationspräparat, an einer Falte mit Polygonalbogen z. B., Schlüsse aus der Größe des im Polygonalbogen angeordneten Minerals auf Rekristallisationsgeschwindigkeit und auf Deformationsgeschwindigkeit ziehen. Die Abhängigkeit der Rekristallisationsgeschwindigkeit vom Grade der Kaltknetung ist ziemlich groß und könnte zum Ausdruck kommen.

Wir fassen nun das Gesagte zusammen.

Aus einer Gleichung:

$$f \text{ (Korngröße, Kaltknetungsgrad, Rekristallisationstemperatur) } = 0$$

ist eine der drei Größen durch die zwei anderen gegeben.

Uns ist die Korngröße gegeben. Ferner sind uns bisweilen verschiedene Kaltknetungsgrade an verschiedenen Gesteinen oder an verschiedenen Stellen eines Präparats gegeben.

Ferner sind uns gegeben verschiedene Rekristallisationstemperaturen, z. B. näher und ferner von einem wirksamen Kontakt.

Wir können also mit der eben gegebenen Beziehung nicht rechnungsmäßig umgehen. Aber wir können abschätzen, ob sie für eine Gesteinsgruppe besteht mit gleichsinniger Verknüpfung der Größen wie für Metalle. Das ist das Arbeitsgebiet, auf welches ich als auf ein ganz neues zuerst durch Schmidt angeregtes hinweisen wollte, und dessen Bearbeitung erst uns berechtigt von den betreffenden Gesteinen als von Analogien zu Metallen zu reden oder — nicht zu reden.

Wir stehen hier aber auch am Punkte, wo für manche monomikte Gesteine, z. B. gerade Kalke, das Experiment ganz analog zum metallographischen meines Erachtens einsetzen könnte.

Wir wissen bereits, daß die durch die Rekristallisation erzielte Korngröße nur vom Grad der Kaltreckung und von der Rekristallisationstemperatur abhängt, nicht aber von der ursprünglichen Korngröße. Dadurch entsteht der Anschein, als ob die Rekristallisation das einmal Kornzerfall, bzw. Kornverkleinerung erzeuge, das andere Mal Kornvergrößerung, bzw. Kornwachstum, wieder andere Male die Korngröße ungeändert lasse.

Also

vorkristallines Korn \cong nachkristallines Korn

nachkristallines Korn = f (Kaltknetung, Rekristallisationstemperatur).

Es wäre nun für die Gesteinskunde von größter Wichtigkeit, eine Vorstellung über die Interferenz von Kaltknetung und Rekristallisation im gleichen stetig verlaufenden Deformationsakt zu bilden. Hierüber sind mir keine Ableitungen bekannt. Man wird unschwer erkennen, was von den folgenden Überlegungen auch für feuchte Rekristallisation gilt.

Wir haben bei der hisherigen Annahme, daß zuerst kalt gereckt, dann rekristallisiert werde, folgende Größen in bestimmter Abhängigkeit voneinander kennen gelernt:

1. Korngröße des rekristallisierten Materials	kr
2. Kaltknetungsgrad oder Verlagerung	v
3. Rekristallisationstemperatur	t
4. Rekristallisationsgeschwindigkeit	gr
5. Kernzahl	z

Wir fragen uns nun zuerst, welche unter diesen Größen am unmittelbarsten davon betroffen wird, wenn wir rekristallisieren lassen, bevor die Deformation zu Ende ist.

Ich schicke ebenfalls voraus, daß das Einsetzen der Rekristallisation, bevor die Deformation zu Ende ist, auf zweierlei Weise erzielbar ist.

a) Indem wir die Temperatur des Versuchskörpers während der Deformation erhöhen. Das ist bei natürlichen Gesteinen möglich durch die Reibungswärme beim Deformationsakt. Da mir unter natürlichen Myloniten bisher keine Gesteine begegnet sind, welche mit Sicherheit annehmen lassen, daß überhaupt für eine Rekristallisation genügend Friktionswärme entstanden sei, wogegen wir ungemein viele Mylonite ohne Rekristallisation kennen, so lasse ich die Behandlung dieses Punktes *a* vorläufig offen.

b) Indem wir die Temperatur des Versuchskörpers während der Deformation gleich belassen, aber die Deformationsgeschwindigkeit dg , die wir nun als weitere Größe mitbetrachten, verkleinern. Das ist eine von der geologischen Wahrscheinlichkeit unbedingt erlaubte Annahme, abgesehen davon, daß wir in den parakristallin deformierten Gesteinen Beispiele für das Ineinandergreifen von Deformation und Umkristallisation kennen. Wir verkleinern die Deformationsgeschwindigkeit so, daß bei der angenommenen Temperatur während der Deformation bereits Rekristallisation stattfindet.

Wir wissen von früher her, daß die Rekristallisationsgeschwindigkeit bei höheren Temperaturen viel höher ist als bei niedrigeren.

Je höher also die Temperatur des zu deformierenden Stückes ist, desto größer darf die Deformationsgeschwindigkeit sein, ohne daß die Deformation zu rasch für mitlaufende Rekristallisationsprozesse abläuft.

Ich habe bereits an Gesteinsfalten diese beiden Fälle sicherer parakristalliner und vorkristalliner Deformation deskriptiv unterschieden und mit Stark auf Fälle hingewiesen, in welchen die Deformation „zu schnell“ für eine Rekristallisation ablief, wobei wir aber noch nicht zwischen trockener und feuchter Rekristallisation unterschieden.

Wir stellen vorläufig fest, daß es für ein gesteinsbildendes Mineral innerhalb des Temperaturbereiches seiner Stabilität wieder einen engeren Temperaturbereich geben kann, in welchem von der Temperatur ermöglichte sichere parakristalline Deformationen des Minerals am wahrscheinlichsten sind. Nehmen wir z. B. an, daß das Mineral unter dem betreffenden Druck bis zu seinem Schmelzpunkt bestandfähig sei. So wird nahe am Schmelzpunkt (also in entsprechender Rindentiefe oder Kontaktnähe) bei jeder Deformationsgeschwindigkeit das Bild sicherer parakristalliner Deformation des Minerals, bzw. des Gesteins in bezug auf dieses Mineral, entstehen und also in allen Deformationen herrschen. Und es wird der Einfluß des örtlich in der Deformation verschiedenen Kaltknetungsgrades auf die Korngröße unlesbar sein, weil jedes Korn schon bei geringster Kaltknetung rekristallisiert.

Bei geringeren Temperaturen (also in geringerer Rindentiefe oder kontaktferne) werden unter den Deformationen bereits solche wahrscheinlich sein, in welchen die Rekristallisation erst nach höheren Kaltreckungsgraden eintritt und also örtlich verschiedene Kaltreckung des Präparats schon aus der Korngröße ablesbar wird und in welcher das sichere Bild parakristalliner Deformationen zurücktritt, gegenüber nachkristallinen Deformationen und gegenüber den mehrdeutigen vorkristallinen, welche, wie ich immer betone, nur ablesen lassen, daß die Kristallisation den Deformationsakt überdauerte.

Eine behutsame Durcharbeitung der einzelnen Minerale von solchen Gesichtspunkten aus wird die in verschiedener Rindentiefe ausgeprägten Tektonite erst verständlich machen und ist also eine zu leistende petrologische Vorarbeit für die Petrotektonik.

Wir gehen hier nicht darauf ein, sondern knüpfen wieder an die Erörterung an.

Wir haben also die Rekristallisation während der Deformation durch deren hinlängliche Verlangsamung angenommen und bereits gefragt, welche unserer Größen direkt vom Einsetzen der Rekristallisation betroffen wird?

Diese Größe ist der Kaltknetungsgrad oder die Verlagerung v . Denn es ist sicher, daß der Kaltknetungsgrad um so geringer bleibt, je rascher ihm die Rekristallisation während der Deformation auslöscht und aufhebt, je langsamer bei konstanter Temperatur die Deformation erfolgt.

Wir sehen nun noch, was es für die Beziehungen unserer Größen und sodann für das Gefüge für Folgen hat, wenn wir den Kaltknetungsgrad v klein werden lassen:

1. Die untere Grenze der Rekristallisationstemperatur nähert sich dem Schmelzpunkt, wird $v = 0$, so erfolgt Kristallisation überhaupt erst beim Schmelzpunkt.

In jedem anderen Fall $v > 0$ kann Kristallisation, für welche nun der Name „Rekristallisation“ erst einen Sinn bekommt, schon unter dem Schmelzpunkt erfolgen.

2. Je kleiner v wird, desto mehr nimmt die Korngröße bei konstanter Temperatur zu und es hängen Verschiedenheiten der Korngröße nur mehr von den Temperaturunterschieden ab. Können wir für das ganze Präparat gleiche Temperatur annehmen, wie in Gesteinen, so wird in diesem Falle einem sehr kleinen alsbald von der Rekristallisation ausgeglichenen v ein gleichmäßiges relativ großkörniges Gefüge entsprechen, das an Stellen stärkerer Kaltknetung sogleich feinkörniger wird.

3. Wird v klein, so wird auch die Rekristallisationsgeschwindigkeit klein und sie wird 0 bei $v = 0$; das heißt wieder: ohne Kaltreckung keine Rekristallisation. Bei sehr kleinem v wird auch die Rekristallisationsgeschwindigkeit, auch bei Temperaturen nahe am Schmelzpunkt klein.

Schwächer kaltgereckte Gesteinsteile rekristallisieren langsamer. Es sind also Präparate denkbar, welche nur teilweise, nur an den stärker kaltgekneteten Stellen rekristallisiert sind. Und es sind Gesteinsserien denkbar, deren verschieden starke Rekristallisation auf (u. U. lagenweise) verschieden starke Kaltknetung zurückgeht. Beides gilt bei Naturpräparaten nur, wenn man nicht für alle Fälle annimmt, daß die lange verfügbare Zeit alle Unterschiede in der Rekristallisationsgeschwindigkeit ausgeglichen habe. Es gibt aber Fälle, wie die polygonalen Faltenbögen, in denen wir den Deformationsakt zeitlich gliedern können und auf diese Weise prüfen, ob Unterschiede in der Rekristallisationsgeschwindigkeit im Präparat zu Worte kommen. Nehmen wir z. B. schematisierend an:

- I. 1. Gleiche Temperatur für 2 Falten f_1 und f_2 ;
2. gleiche Rekristallisationsgeschwindigkeit;
3. gleiche Wachstumsgeschwindigkeit der Körner;
4. gleiche Deformationsgeschwindigkeit $gdf_1 = gdf_2$.

In diesem Falle I werden sich die Gefüge der beiden Teile überhaupt nicht unterscheiden.

- II. Es gelte 1, 2, 3, $gdf_1 > gdf_2$.

Es unterscheiden sich also die beiden Falten (bzw. allg. Deformationen) nur dadurch, daß die eine (f_1) schneller deformiert wird, als die andere (f_2). Da bei beiden die Rekristallisationsgeschwindigkeit gleich gesetzt ist, so bestehen folgende Möglichkeiten:

α . Es können sowohl gdf_1 als gdf_2 im Vergleich zur Rekristallisationsgeschwindigkeit (gr) so klein sein (oder anders gesagt, man kann beide Versuchskörper so langsam deformieren), daß in beiden Versuchskörpern die Rekristallisation Zeit hat, sich in dem der Temperatur und dem geringsten Kaltreckungsgrad entsprechenden Ausmaße zu vollziehen. In diesem Falle (α) wird sich der Unterschied in der Deformationsgeschwindigkeit der Präparate nicht im Gefüge ausprägen und nicht im Gefüge ablesbar sein. Liegen beide Deformationsgeschwindigkeiten gdf_1 und gdf_2 , unter der Grenzgeschwindigkeit der Deformation, so unterscheiden sich also die beiden Präparate im Gefüge nicht.

3. Es kann entweder gdf_1 oder sowohl gdf_1 , als gdf_2 über der eingeführten Grenzgeschwindigkeit liegen. Das heißt, die Deformation erfolgt so rasch, daß die Rekristallisation nicht Zeit hat, sich in der Temperatur und dem betreffenden Kaltreckungsgrad entsprechenden Weise zu vollziehen. In diesem Falle erfolgt während der Deformation sozusagen ein Rekristallisationsverzug. Der deformierte Körper ist für die betreffende Temperatur überreckt. Der Kaltknetungsgrad v steigt um so höher, je weniger der Rekristallisation Zeit gelassen wird, ihn auszugleichen, je rascher also die Deformation erfolgt. Mit der Deformationsgeschwindigkeit gd steigt also der Kaltknetungsgrad v ; von einer unteren Grenze der gd an.

Mit der größeren Deformationsgeschwindigkeit sind also alle jene Merkmale gesteigert, welche wachsendem v bereits zugeordnet wurden. Das schneller deformierte Versuchsstück zeigt also bei der angenommenenmaßen gleichen Temperatur beider Stücke:

1. unter Umständen schon bei einer Temperatur Rekristallisation, bei welcher Temperatur das langsamer deformierte Stück überhaupt noch keine Rekristallisation zeigt;

2. geringere Korngröße;

3. größere Rekristallisationsgeschwindigkeit.

Dieser Umstand, daß nämlich mit der Deformationsgeschwindigkeit auch die Rekristallisationsgeschwindigkeit wächst, kann die Wirkung der größeren Deformationsgeschwindigkeit verringern (wo nicht aufheben);

4. höhere Kernzahl.

Es kann also eine beobachtete geringere Rekristallisations-Korngröße auf raschere Deformation des Stückes mit geringerer Korngröße zurückgehen, wenn die Deformationen nicht zu langsam erfolgen.

III. Es gelten 1, 2, 3, 4.

Aber wir betrachten nun den Fall, daß die Körner, und zwar z. B. die tangentialen Körner in einer „Polygonalfalte“ verschiedene Wachstumsgeschwindigkeit im Vergleich zur Deformationsgeschwindigkeit haben können. Und wir fragen uns, welche verschiedene Gefügetypen daraus resultieren.

Wir setzen dabei fest, daß wir unter der Geschwindigkeit ähnlicher Deformationen den reziproken Wert der Zeit verstehen, während welcher die Ausgangsform in die Endform übergeht und alle hiezu korrelierten Verschiebungswege der Teile aneinander zurückgelegt werden.

Wir betrachten zuerst folgenden Fall. Ein Gefüge wird deformiert. Dabei werden alle vorhandenen Körner des Minerals M kaltdeformiert und kristallisieren nach den bereits erörterten Regeln. Nun soll aber M außerdem neukristallisieren können. Und zwar sollen die Körner von M wachsen können, wie wir dies an Hemiblasten und Holoblasten vielfach nachweisen können. Dieses neukristallisierte, bei dem hier betrachteten Falle während der Deformation neukristallisierte M , heiße M_1 .

Wir haben nun zu unterscheiden, ob die Kristallisation und die Deformation stetig oder unstetig verläuft,

1. Kristallisation stetig, Deformation unstetig.

Verläuft die Deformation unstetig, wie dies von manchen Gesteinen wahrscheinlich zu machen ist, so ist es möglich, daß die erste neu kristallisierte Portion von M_1 , nennen wir sie M_1' irgendwelchen Vorzeichnungen durch den ersten Deformationsakt folgt; also in einem (Jb. 1923) erörterten Sinne mittelbare Teilbewegung dieses ersten Deformationsaktes D_1' ist. Aber schon im zweiten Deformationsakt D_2' liegt M_1' bereits kristallisiert vor, wird demgemäß von D_2' kaltdeformiert und kann gegebenenfalls rekristallisieren.

Das geht so weiter, bis die Deformationsakte D_1' , D_2' bis D_n' und damit die ganze betrachtete Deformation abgelaufen ist.

Nach dieser Deformation wird das Material M_1' bis M_{n-1}' , also fast das ganze M_1 Kaltknetung oder wenigstens Kaltbeanspruchung und gegebenenfalls Rekristallisation durchgemacht haben. Wir haben dabei die Kristallisation von M_1 stetig angenommen, die Deformation unstetig.

2. Kristallisation stetig, Deformation stetig.

Lassen wir unsere Deformationsakte einander ohne Pausen folgen, in welchen merkliche Kristallisation von M_1 erfolgen könnte, so verläuft die Deformation für unsere Betrachtung stetig. Das ist der theoretisch im Sonderfall Kristallisationsschieferung am längsten betrachtete Fall. Lassen wir Kristallisation von M_1 und Deformation unabhängig voneinander ablaufen, ohne jede kausale Verknüpfung ihrer Geschwindigkeiten, so würde sich dasselbe ereignen wie im Falle 1: mit Ausnahme des Bruchteils M_n' wird das ganze neugebildete Material M_1 Kaltknetung oder wenigstens Kaltbeanspruchung und gegebenenfalls Rekristallisation durchgemacht haben.

Gelänge es, jene kausale Verknüpfung zwischen der Kristallisationsgeschwindigkeit von M_1 und der Deformationsgeschwindigkeit aufzustellen, etwa in der Form, daß die Kristallisation von M_1 in einem solchen Tempo erfolgt, daß die Kristallisation von M_1 als mittelbare Teilbewegung zur Deformation auftritt, so wird dies gleichwohl nicht verhüten, daß das bereits gebildete M_1' bis M_n' die Schicksale von M mitmacht, d. h. kaltbeansprucht wird und gegebenenfalls rekristallisiert. Nur wenn wir annehmen, daß Deformation überhaupt nur dort und dann erfolgt, wo und wann Umkristallisation als unmittelbare Teilbewegung möglich ist und nur im Tempo dieser Umkristallisation als Teilbewegung überhaupt das Ganze (tektonoblastisch) deformierbar und deformiert wird, nur unter dieser Annahme, welche auf einen wichtigen Unterschied zwischen Festigkeitsversuch im Laboratorium und in der Natur Bedacht nimmt, haben wir deformierte Gesteine mit überdauernder Kristallisation zu erwarten (also vorkristallin deformierte Gesteine), für welche die mechanische Deformation von M_1 und damit auf jeden Fall die Analogie zu den rekristallisierten Metallen und die Auswirkung dieser Analogie im Gefüge fehlt.

Bei solchen fraglichen tektonoblastischen Gesteinen hat also die Kristallisationsgeschwindigkeit von M_1 und die Deformationsgeschwindigkeit das oben erörterte charakteristische Verhältnis. Die Kristallisation

ist unmittelbare Teilbewegung der Deformation. Das Vorkommen dieses Verhältnisses wäre ohne die erörterte kausale Verknüpfung gänzlich unwahrscheinlich und es ist diese wiederum wohl nur bei teilweiser Schmelzung oder nach Becke-Rieches Prinzip denkbar. Tektonoblastisch deformierte Gesteine fallen von vornherein nicht unter die erörterten Gesetzmäßigkeiten analog rekristallisierten Metallen.

Finden wir aber diese Gesetzmäßigkeiten in Gefügen deformierter Gesteine — nun so haben wir Gründe, in solchen Fällen nicht an echte Tektonoblastese zu denken.

3. Kristallisation unstetig, Deformation stetig.

Der in der Natur, z. B. durch das Auftreten von Holoblastengenerationen während einer Deformation, vertretene Fall, bietet nichts neues für die Entwicklung der uns hier beschäftigenden Begriffe.

Ebenso nicht der 4. Fall unstetiger Kristallisation und Deformation, welcher ebenfalls in der Natur naheliegend, aber nur mit Hilfe der unter 1 und 2 gewonnenen Gesichtspunkte mehr oder weniger beurteilbar wird, wenn man über die zeitliche Gliederung, welche gerade in solchen Fällen am besten durchführbar ist, hinausgehen will.

Ich habe schon lange rein deduktiv darauf aufmerksam gemacht, daß begrifflich jeder sogenannten Warmknetung eine Kaltknetung vorausgeht, mit nachfolgender Rekristallisation. Infolgedessen sind die Begriffe Kaltknetung und Warmknetung nicht zu kordinieren, wozu diese Ausdrucksweise verführt, sondern: es besteht Kaltknetung aus Kaltknetung und ist nachkristalline Deformation ohne Rekristallisation und es besteht Warmknetung aus Kaltknetung + Rekristallisation und ist nachkristalline Deformation mit Rekristallisation, wobei die Akte in der umrißweise erörterten Weise ineinandergreifen können.

Dem lassen sich nun die eindringlichen Darlegungen Czochralskis 1924 beifügen, z. B.:

„Das Warmkneten ist gewissermaßen als Kombination von Kneten und Glühen aufzufassen“ (S. 254).

Es ist der Metallographie gelungen, die Wachstumshypothese, welche wir Petographen nach Rinne als Sammelkristallisation bezeichnen, für die trockene Rekristallisation der Metalle auszuschließen:

Auch wenn sich das Korn durch die Rekristallisation vergrößert erfolgt dies nicht so, daß größere Körner kleinere aufzehren. Wir sind da durch Czochralski vor die Frage gestellt worden, ob es nicht auch rekristallisierte Gesteinsgefüge gibt, bei welchen bleibend deformierte Kristalle bei ihrer Rekristallisation neugebildete „Kerne“ vergrößern und weiterbauen.

Das Entstehen solcher „Kerne“ im Inneren deformierter Metallkristalle ist von Czochralski gezeigt. Es ist hiezu übrigens meine Meinung, daß diese Rekristallisation, bzw. Neubildung von Kristallen, nicht regellos (in Bezug auf die Achsenlage der neugebildeten Körner) erfolgt, sondern auf die Orientierung des Ausgangskristalls seine Deformation und vielleicht auch Nachbarkristalle beziehbar erfolgt. So wie wir dies z. B. kennen, wenn kristalline Abbildung eines tektonisch geregelten Quarzgefüges erfolgt. Übrigens scheint mir eine Regelung

beziehbar auf die Lochkontur in den Bildern, welche Czochralski von rekristallisierten gelochten Blechen gibt, ersichtlich.

Je gründlicher man glüht, desto mehr verlieren die Körner ihre zackigen Konturen, um so mehr besteht das Intergranularenetz aus einfachen glatten Maschen. Es ist das sehr beachtenswerterweise ganz derselbe Anblick, welchen wir bei Kontaktgesteinen und Gesteinen tiefster Stufe als Mosaikstruktur lange kennen, ob nur bei vorher durchbewegten, läßt sich derzeit nicht sagen. Der Vorgang ist von Gürtler als Einformung bezeichnet. Ein näheres Studium der Einformung fehlt anscheinend derzeit auch dem Metallographen.

Aktive Gefügeregelung (Wachstumsstrukturen).

Trotz aller Einblicke, welche wir noch von der Beachtung passiven Gefügeregelung in Gesteinen zu erwarten haben, müssen wir festhalten, daß auch das Wachstum der Kristalle zu geregelten Gefügen führt, welche ich schon vor 12 Jahren den passiv geregelten Gefügen gegenüber gestellt habe. Gerade vom Vergleich aktiver und passiver Gefügeregelungen bei ein und demselben Mineral sind für die Geologie wohl noch wertvolle Hinweise zu erwarten, welche die Entstehungsgeschichte des Gesteins betreffen. Man wird aus dem Gefüge ablesen lernen, ob die beobachtete Anisotropie des Gefüges durch Regelung zurückgeht auf eine Durchbewegung unter gemäßen Bedingungen, eventuell mit nachträglicher kristalliner Abbildung des passiv geregelten Gefüges oder auf die Kristallisation. Ja es werden sich im letzten Falle voraussichtlich noch verschiedene Arten der Regelung desselben Minerals finden, je nachdem die Kristallisation primär, z. B. im Sedimentations- oder Erstarrungsakte, erfolgte, wie das bisher nur bei den geregelten Kristallrasen der Drusen und Gänge beobachtet wurde, oder sekundär im kristallisierenden Gesteinsgefüge, wie in diagenetisch kristallisierten und in vielen kristallin-metamorphen Gesteinen.

Wir unterscheiden hiernach vorläufig passiv geregelte Gefüge und aktiv geregelte¹⁾ und unter letzteren wieder primäre und sekundäre. Es ist das eine genetische Einteilung, zu welcher wir die zugehörigen deskriptiven Kriterien zum kleinen Teile besitzen, zum großen Teile aber erst zu erringen haben. Immerhin können wir schon auf Grund der bisher erörterten Kriterien für passive Regelung und auf Grund neuerer, gleich zu erwähnenden Grundlagen von Kalh, Groß, Möller, Glocker und auf Grund auch hier wieder wesentlicher Beobachtungen von Becke meines Erachtens hoffen, einmal die Anisotropie, z. B. in der Wärmeleitung eines Gesteins zu verstehen als Ergebnis früherer Durchbewegung oder primärer oder sekundärer Kristallisation mit Regelung. Und wir könnten meines Erachtens hoffen, in absehbarer Zeit mit optischen und röntgenoptischen Mitteln auch eine statistisch schwach ausgeprägte Regelung eines Kalkes als aktive oder passive deuten zu lernen.

¹⁾ In einem weiteren Sinne als T. M. M. 1915. Einigermaßen umfassend wäre es, etwa folgende genetische Typen der Gefügeregelung zu unterscheiden: durch Wachstum, Deformation, Aufbereitung (z. B. mechanische Aufbereitung im Glimmersandstein), Abbildungskristallisation.

Für derartige Versuche wird es nötig sein, nicht nur die bereits erwähnten Gesichtspunkte festzuhalten, sondern auch die bereits vor mehr als 10 Jahren in die Petrographie eingeführten Begriffe der Abbildungskristallisation im weitesten Sinne, ferner der Beziehung zwischen vorgezeichnetem Gefüge und Teilbewegung (Ausarbeitungsprinzip), der Wegsamkeit des Gefüges für Lösungen und für wachsende Kristalle. Es ist gerade mit Hilfe dieser zuletzt in T. M. M. 1915 (S. 103—113) von mir in Übersicht gebrachten Gesichtspunkte möglich, die allgemeine petrographische Bedeutung einiger neuerer Arbeiten zu sehen, welche zum Teil damals aufgeworfene Fragen, wie die nach dem Verhalten frei und in Kapillaren mit Überwindung mechanischer Widerstände kristallisierender Substanzen (vgl. S. 113 l. c.) glücklich und anregend gelöst haben.

Nachdem Becke (T. M. M. 1889, 491 nach Möller) schon früh angenommen hatte, daß Kristalle so an die Wand wachsen, daß sie der Mutterlauge den größtmöglichen Lösungswiderstand darbieten, kam G. Kolb (Centralblatt für Mineralogie 1920, 69) zur deskriptiven Feststellung, daß sich Kristalle mit der Richtung maximaler Wachstumsgeschwindigkeit senkrecht zur Grenzfläche des Mediums stellen und zur Hypothese, daß hierbei die Stelle maximaler Oberflächenspannung zur Anwachsstelle wird. Groß und Möller (Zeitschrift für Physik 1923 ab Seite 375; Möllers Dissertation Greifswald 1924 ab Seite 18, 43) haben experimentell und geometrisch konstruktiv am Salol nachgewiesen, daß im geraden und krummen Röhrchen eine Keimanslese aus der Schmelze stattfindet, derzufolge die Richtung maximaler Wachstumsgeschwindigkeit (am freien Kristall) der Röhrchenachse folgt. Womit bei guter Übereinstimmung im deskriptiven Befund sich auch Kalbs Beobachtungen an Drusen und Kristallrasen ohne seine Hypothese erklären lassen.

Es hat sich aber auch (an *Zn* und *Cd*) gezeigt, daß das Kristallwachstum im gerichteten Molekülstrahl ohne Rücksicht auf den Winkel zur Aufwachsfläche lediglich die Richtung des Molekülstrahls durch Einstellung der *c*-Achsen wiedergab (Zeitschrift für Kristallographie, Bd. LVI, Heft 4, S. 421). Schließlich hat Mügge (Zeitschrift für Kristallographie, Bd. LIX, S. 366) in einer Erörterung, welche ich im übrigen aber nicht als Erklärung „der Schieferung“ gelten lassen möchte, Unterschiede in der Wachstumsgeschwindigkeit für die Entstehung gleichgerichteter Kristallite herangezogen.

Es wurden also Unterschiede in der Wachstumsgeschwindigkeit zur Erklärung aktiver Gefügeregelung vielfach herangezogen. Und zwar ergab sich Stellung \perp zur Wand für die Richtung maximaler Wachstumsgeschwindigkeit (r_{\max}).

Diese Regelung wäre also als primäre aktive Regelung freiwachsender Sedimente (Kristallrasen, Drusen etc.) zu erwarten und für solche bezeichnend. Ich habe mehrere 100 *m* ausgedehnte, einige *mm* bis nahezu *cm* hohe, derartige Kalzitrasen mit $c \perp$ Feinschichtung aus den Seefelderschichten bekannt gemacht; ferner die Füllung mikroskopischer Haarrisse durch Quarze mit $c \perp$ zur Wand. Ob diese Regelung auch als sekundäre aktive Regelung im festen Gestein eine

Rolle spielt, ist schwierig zu entscheiden. Es frägt sich nämlich hiebei, ob wir die Schieferungsfläche s etwa wie Mügge (l. c.) seine Streckungshöfe in s als Kapillare betrachten sollen, in welche r_{\max} $\parallel s$ hineinwächst, oder als Wand, auf welche sich r_{\max} senkrecht stellt.

Mit der zweiten Auffassung wäre unter den mir bekannten Regelungen nur die Stellung der Quarze mit c subnormal s vereinbar, welche aber deutlich eine passive Gefügeregelung ist, so daß ich diese Auffassung von s schon 1915 (T. M. M., S. 109) abgelehnt habe.

Mit der ersten Auffassung sind die Orientierungen der stengeligen und blätterigen Gesteinsbildner vereinbar, ohne sie aber etwa jedesmal und überall zu beweisen.

Schon deshalb ohne sie allgemein zu beweisen, weil wir bekanntlich sichere Einstellungen derartiger Minerale (z. B. Querbiotite) auf Druck schief zu s , also ohne irgendwelche Beziehbarkeit auf s als Kapillare kennen und außerdem gelegentlich mit der Abbildungskristallisation bereits allothiger sedimentierter Keime in subparalleler Stellung zu rechnen haben. Wir haben damit auch die bereits 1915 (T. M. M., S. 108) aufgeworfene, seither aber nicht entschiedene Frage nach einer weiteren Entstehungsmöglichkeit ganz eigentlich „aktiv“ unter Überwindung eines Gegendruckes und Einstellung zu demselben wachsender geregelter Gefüge erwähnt, was möglicherweise auf eine Auslese der am druckfestesten orientierten Keime zurückgeht.

Es stellt sich also bei primärer aktiver Gefügeregelung die Richtung maximaler Wachstumsgeschwindigkeit (r_{\max}) senkrecht zur Wand, bzw. \perp zur Kapillare. Wir fanden Gründe, die Schieferungsflächen in diesem Zusammenhange nicht als Wand, sondern als Kapillare zu nehmen, wonach r_{\max} $\parallel s$ steht.

Betrachten wir einen gewalzten oder gepreßten Schiefer, der mit dem Hauptdruck $\perp s$ zustande kam, was sich u. a. durch eine ausgesprochene Quarzgefügeregel zeigen kann. Dieser Druck $\perp s$ möge wie nach metallographischen Erfahrungen zu erwarten, die dichteste Gitterebene und die dichteste Gittergerade (d) $\text{sub} \parallel s$ stellen. Wenn diese dichteste Ebene und Gerade nicht mit der Richtung maximaler Wachstumsgeschwindigkeit zusammenfällt, so ist es möglich, daß sich das betreffende Mineral im passiv und im aktiv geregelten Gefüge verschieden zu s einstellt.

Die schieferholden Gesteinsbildner (Glimmer, Hornblenden, Epidote, Augite) zeigen maximales Wachstum parallel zu den besten Spaltbarkeiten, mit welchen vermutlich wiederum die dichtesten Gittergeraden parallel laufen. Es ist also gerade in diesen Fällen die erwähnte Verschiedenheit nicht zu erwarten.

Damit schließe ich diese Erörterungen über aktive und passive Gefügeregelung; um so mehr als eine sachdienliche Verwendung des Fedorow für ganze Schiffe und die Herstellung genau orientierter Gefügeschnitte die ganze Angelegenheit erst in ein neues fruchtbares Stadium rücken wird.

Einige Beziehungen zur Kleingefügedeformation bei W. Schmidt.

Schließlich soll einiges von Schmidts Auffassungen (*l.c.*) vorläufig Abweichende meiner Auffassung notiert und darüber weder der Übereinstimmung in so vielem Wesentlichen, noch der frischen eigenen Gedanken dieser Arbeit, noch des bleibenden Verdienstes Schmidts vergessen werden, zuerst die Metallographie (Mittlg. d. Geol. Ges. Wien, 1915) ausführlich herangezogen und versucht zu haben, wie weit man mit der Scherung als Zentralbegriff der Tektonik kommt, ferner den Lösungsumsatz der Kritik ausgesetzt zu haben.

Angesichts der früher sehr weitgehenden, jetzt eingeschränkten Annahme Schmidts, „die *s*-Flächen eines Gesteins stellen unmittelbar die Lage der Gleitflächen dar“ (S. 32) ist wohl für Fernerstehende einem Mißverständnis vorzubeugen. *s*-Flächen sind nach meiner Definition ja nichts anderes als Parallellflächen geringeren Zusammenhaltes irgendwelcher primären oder sekundären Entstehung. Gerade um die für den jeweiligen Zweck gleichgültige Entstehungsfrage auszuschalten, spricht man von *s* Flächen. Wenn wir nun von primärem *s* ganz absehen, so haben wir durch Gleitung ausgearbeitetes *s*, welchem ich immer die größte Rolle zuwies; ferner kristallin abgebildetes (primäres oder sekundäres) *s* mit der verschiedensten Vorgeschichte; ferner ein *s* mit Kristallitenregelung durch Walzung, wie ich annehme; endlich wahrscheinlich auch ein tektonoblastisches *s*, welches, wie ich hervorhob, die Hauptdrucke (Normaldrucke) des *s* Steinellipsoids abbildet (Kristallisationsschieferung Beckes, genetisch genommen). Alles *s*-Flächen, welche durch die Bezeichnung als Scherflächen nicht definiert sind.

Ich kann mich nach wie vor nicht der Bezeichnung anschließen, welche die verschiedenen Typen nachkristalliner Teilbewegung, wie ich sie seit (1915, T. M. M.) immer wieder ergänzend unterschieden habe, einschließlich sogar der intergranularen Teilbewegung und Kataklyse als Kaltreckung bezeichnet. Es wäre das nicht nur ein Rückschritt gegenüber jener durch Beispiele erörterten Systematik der Teilbewegungen, sondern in dieser Form auch ganz und gar unbegründbar gegenüber dem metallographischen, heute zwar noch immer nicht einheitlich, aber doch von allen Seiten sehr eingehend begründeten Terminus Kaltreckung, den man durch Untersuchungen, wie die über die Quarzgefüge und die in diesem Abriß vorgeschlagenen, wohl für die Petrographie erobern kann, aber nicht allzusehr seines deskriptiven Inhaltes entkleidet übertragen darf. Auch daß man sich in Gesteinsbeschreibungen polymikter Gefüge meist mit allen Angaben über vorkristalline, nachkristalline, mechanisch-chemische usw. Deformation auf die Einzelminerale beziehen muß, möchte ich wiederholen. Es wäre sogar zu raten, weit weniger oft von kristalloblastischen Schiefen zu reden, als bestenfalls von Gesteinen mit nachweislicher tektonoblastischer Deformation des Minerals 1, 2 u. s. f.; man wäre so vielen unbegründbaren, ja halbbewußten Behauptungen entgangen durch rechtzeitige Genauigkeit in der Sache.

— Ferner ist es unmöglich, heute schon — ehe an den gesteinsbildenden Mineralen die Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung

bekannt sind — die Grenze der „Warmreckung“ (S. 34, 41) für Gesteine dadurch zu kennzeichnen, daß keine Eigenschaftsänderungen mehr erfolgen. In dieser Definition ist eben Warmreckung an Gesteinen heute noch überhaupt nicht konstatierbar, wohl aber z. B. parakristalline Deformation, wie mein älterer weiterer Begriff heißt. Ich bin überzeugt, daß die Einführung des Begriffes Warmreckung in die Gesteinskunde Verwirrung erzeugt, ehe nachgewiesen ist, daß sie im Sinne der Metallographen überhaupt für Gesteine existiert, also nach Schmidt „als die Umformungsart bei höheren Temperaturen, wo keine Störungen der Raumgitter, keine Abänderungen der physikalischen Eigenschaften mit der Durchbewegung verbunden wird“ (S. 41).

Wichtiger scheint es mir, bei den Gesteinen ins Auge zu fassen, daß die Durchbewegung oder Kaltknetung eines unstablen Kornes zur trockenen oder feuchten Rekristallisation stabiler Phasen an dessen Stelle führt. Das möchte ich den Leitsatz der tektonischen Erforschung der Mineralfazies nennen und habe es mehrfach in der vorliegenden Arbeit umrissen.

Der Weg zur Klärung solcher Fragen führt über genaue Rekristallisationsstudien, wie ich sie hier vorgeschlagen habe und wie sie dieser Arbeit folgen sollen. Auf diesem Wege werden wir vielleicht, in Erfüllung der durch Schmidts frische Anregungen gegebenen Impulse, einmal echte warmgerekte, als Unterabteilung meiner vorkristallin deformierten Gesteine begegnen, wie dies nach Schmidts Deduktion (S. 43/44) zu erwarten wäre. Was übrigens meine Bezeichnungen vorkristallin deformiert, nachkristallin deformiert und parakristallin deformiert angeht, so decken sich diese (vgl. S. 55) nicht mit Abbildung, Kaltreckung und Warmreckung, sondern sind vorsichtshalber als viel weitere Begriffe aufgestellt, denen Abbildung, Kaltreckung und Warmreckung logisch als zuordenbare Sonderfälle gegenüberstehen. Wir brauchen aber für Gesteine weitere Begriffe als für Metalle und dies wird sich nie ändern, so willkommen alle Anregungen von der Metallographie her sind. — Schmidt nimmt (S. 35) also aus der Metallographie auch die Erfahrung herüber, daß verbogene kaltgerekte Minerale unterhalb einer gewissen Temperatur gereckt wurden. Auch damit laufen wir vielleicht Gefahr, zu sehr zu vereinfachen. Diese fragliche Temperatur ist nämlich bei den Metallen die Rekristallisationstemperatur oder (wie ich vermute, daß man auch bei Metallen diesen Gedankengang ausbauen wird) eine Umwandlungstemperatur einer unstablen Modifikation, welche, wie bemerkt, bei unseren Gesteinen die große Rolle spielt. Von Mineralen haben nur die bei der Deformationstemperatur stablen überhaupt eine Rekristallisationsmöglichkeit und also eine Rekristallisationstemperatur im Sinne der rekristallisierenden Metalle. Bei den unter den natürlichen geologischen Bedingungen so häufigen unstablen Gesteinsbildnern besteht die Rekristallisation nach der Deformation eben nicht in der Rekristallisation des Ausgangsminerals, sondern einer oder mehrerer stabler Phasen an dessen Stelle, wobei gewisse Stofftransporte auftreten können und ebenso sehr oft eine der Deformation zuordenbare Regelung der neuentstandenen Phasen (vgl. auch 1923, mechanisch-chemische Deformation). Es gilt nach meiner Vorstellung genau

genommen auch nicht der Satz, daß bei einer Kaltreckung Atomumsatz keine Rolle spielt, wenn man dabei nicht nur an den „Molekularumsatz durch Lösung“ denkt und namentlich die Möglichkeit mechanisch-chemischer Deformation berücksichtigt.

Schmidt hat einen Mechanismus der Gefügeregelung in Scherflächen sehr klar beschrieben (S. 36) und dabei auch Kornrotationen verwendet, wie ich das (Jb. B. A. 1923) für den allgemeinen Fall irgendeiner Gefügeregelung diskutiert habe und bei polymikten Gesteinen mit einem leichter fließenden Schmiermineral (z. B. Glimmer) hinsichtlich des weniger leicht fließenden Minerals für besonders verwendbar halte.

Zu den genaueren Unterscheidungen, welche beim Stand der Sache nach meiner Arbeit und der Schmidts nun zeitgemäß sind, gehört nun die strenge gedankliche Unterscheidung von zwei Arten von passiver Kristallitenregelung. Deren erste scheint mir ganz wie die Kristallitenregelungen der Metallographen auf Druckextreme (z. B. Druck senkrecht auf die Walzebene) beziehbar zu sein und ich habe die Quarzgefügeregelung von jeher in diesem Sinne dargestellt und (1923) versucht, folgerichtig neben das Zinkgefüge Polanyis zu stellen. Die zweite Möglichkeit einer Einstellung der von mir (1911 T. M. M., über Böhmisches Streifen) als betonteste Quarzgleitfläche beschriebenen (0001) in die Scherfläche des Gesteins oder in ein sekundär gleitendes s besteht gewiß ebenfalls. Es wäre hienach im Quarzgefüge zwischen beiden Fällen nur dann zu unterscheiden, wenn sich das Korn wie im Falle der Walzung entscheiden muß, ob es sich mit (0001) in die Walzebene oder in eine der in bezug auf die Walzebene symmetrischen Scherflächen des Gefüges einstellt; wobei wir nach der so wichtigen, von Schmidt betonten Erfahrung sehr oft nur eine dieser Scherflächen vorfinden werden. Leider ist mir nicht bekannt geworden, ob sich gewalztes Zink mit der Basis in die Walzfläche regelt, wie ich vermute, da nur so der Symmetrie vollkommener Walzung und der Bedeutung der Richtung quer zur Walzrichtung zugleich entsprochen wird.

Mit dem sehr guten Hinweis Schmidts (S. 52) auf die rhombische Symmetrie mancher Schiefer (von mir als Symmetrie des dreiaxigen Ellipsoids gekennzeichnet 1923) und auf die monokline Symmetrie anderer stimme ich vollkommen überein, auch mit der seit Becke üblichen Beziehung ersterer auf Strainellipsoidhauptschnitte und letzterer auf Scherflächen. Es scheint mir aber doch bei den von Schmidt angeführten (S. 52/53), ausgezeichnet definierten Fällen möglich, wenn auch näherer Untersuchung bedürftig, daß sich da wie beim Walzen zwei ungleichwertige s -Flächen überlagern. Die eine s_1 ist Schieferungs- und zugleich Walzungsfläche mit korrelater Kristallitenregelung, normal zum Walzdruck. Die andere s_2 , welche zur ersten schief steht und damit den monoklinen Charakter des Gesamtgefüges bedingt, ist eine Scherfläche zur Walzung mit ebenfalls korrelater Kristalliteneinstellung. Die Einstellung einer und derselben Kristallitenart wird im allgemeinen sowohl s_1 , als s_2 gegenüber dieselbe sein, nämlich: beste Gleitebene des Kristalliten $\parallel s_1$ oder eben $\parallel s_2$. Wir könnten, wie das in Metallgefügen bekannt, aber meines Wissens nicht restlos erklärt ist, auch in Gesteinen eine Überlagerung verschiedener gleichzeitiger

Regelungen derselben Kristallitenart korrelat zum selben Deformationsakte des Ganzen bedenken. Hier scheint mir vielleicht anzuknüpfen, wenn man diese schönen Deduktionen Schmidts ergänzen will. Darin jedoch, daß Schmidt (S. 54) a priori immer wieder nur ein älteres *s* „im Anschlusse an die Scherflächen“ annimmt, kann ich nicht folgen, da ich bisher immer Anschluß der jüngeren Scherflächen an älteres *s* beobachtet habe; womit ich nicht leugne, daß der andere Fall existiert, ihn aber aufgezeigt sehen möchte.

Schmidt hat (S. 38) den kaltgereckten kristallinen Schiefer geradezu definiert als ein Gestein mit passiver Kristallitenregelung nach ausgezeichneten Flächen und Richtungen. Ich glaube, daß damit zwar die 1915 betonte Allgemeinerscheinung der passiven Kristallitenregelung gut zu Worte käme, daß man aber doch besser derartige Gesteine als nachkristalline Tektonite bezeichnet, wobei der kaltgereckte kristalline Schiefer wieder nur ein zuordenbarer Sonderfall ist. Ist es doch meines Erachtens mit Sicherheit zu erwarten, daß man lernen wird, auch in den Gesteinen, welche wegen des Fehlens jeder Sekundärkristallisation niemand kristalline Schiefer nennt z. B. im nächstbesten Kalk, aktive (Wachstums-) und passive (Deformations-) Regelung zu unterscheiden und damit die betreffenden Schicksale des Gesteins aus dem Gefüge abzulesen.

Das Rieckesche Prinzip, daß ein Körper unter Zwang leichter löslich ist als ohne Zwang (n. Schmidt S. 46) hat seine sichere Auswirkung als Sonderfall auf dem viel weiteren Gebiete der tektonischen Entmischung (vgl. Jb. R. A. 1923). Es gibt da unter den wirklichen und virtuellen Hohlräumen (-Stellen geringeren Druckes) viele, welche das Anreicherndes Stoffes an druckgeschützten Stellen und damit rein geometrisch sein Wandern nach solchen Stellen deutlich veranschaulichen, worauf ich für verschiedenste Ausmaße auch für die Lagerstättenkunde gelegentlich hingewiesen habe, z. B. Haarrisse, Druckschatten in den Augenwinkeln von Feldspatagen, Räume zwischen den Schenkeln aufeinander reitender Falten usw.

Unter den vielen anregenden Deduktionen des Abschnitts über chemische Umformung möchte ich einen Hinweis Schmidts hervorheben (S. 48) darauf, daß das Rieckesche Prinzip den Elastizitätskoeffizienten hereinzieht und also schon mit der Herabsetzung der Elastizitätsgrenze in der Temperatur größerer Tiefen an Aussichten verliert wirksam zu werden. Es ist das für den Beckeschen Ideengang eine Ergänzung: Das Verschwinden der Schieferung in größeren Tiefen kann innerhalb dieses Ideenganges sowohl auf das Abnehmen gerichteter Drucke, als auf dieses Sinken der Elastizitätsgrenze zurückgehen.

Die Schmidtsche Annahme (S. 49), daß der Wachstumsdruck in kristalloblastischem Gefüge auch eine deutliche Sonderbeanspruchung erzeugen kann, habe ich durch ein Belegpräparat bereits (1912 Jb. B. A.) nachgewiesen.

Schmidt betont (S. 50), daß das Becke-Rieckesche Prinzip die Kristallitenregelung nicht erklären könne, sondern bestenfalls die Formregelung, d. h. Gleichrichtung nach Korndurchmessern. Aber er erkennt wenig später (S. 54) doch das genannte Prinzip als regelnd bezüglich

der Querbiotite an, womit denn doch ein grundsätzlich genügender Fall gegeben wäre. Ich glaube, daß auch in dieser Deduktion (S. 50) die Scherflächen zu sehr in den Vordergrund gestellt sind gegenüber z. B. der Walzungsebene, in der die Kristallitenregelung normal zum walzenden Druck erfolgt. Auch mit der Möglichkeit einer Kornauslese durch den Hauptdruck wäre als mit einer Möglichkeit zur Regelung wachsender Kristallite zu rechnen. Ein derartiges Beispiel (Hornstein) habe ich einmal beschrieben und es findet sich der Gedanke, wenn ich nicht irre, früher schon bei Becke.

Zu den Deduktionen Schmidts (S. 57) gegen die Streckung im Kleingefüge möchte ich bemerken, daß die Streckachse auch im Kleingefüge durch darauf senkrechte Zugrisse als Ausweicherichtung geringsten Druckes gekennzeichnet ist nicht nur durch die Umrisse und durch die Regelung einer oder mehrerer Kristallitenarten; ferner daß die Streckachse mit den Faltenachsen und mit der Richtung quer zur Walzrichtung zusammenfällt in einem Bewegungsbilde der Stengel- und Walzfalten, welches ich vom Tauernwestende aus in die Literatur eingeführt habe. In solchen gewalzten Stengelfalten können sehr wohl Scherflächen aus der Zone der Streckachse, um mich kristallographisch auszudrücken, vorkommen. Aber es ist höchst unwahrscheinlich, daß diese Scherflächen sich gerade mit so gesetzmäßigem Verhältnis der Schiebungsbeträge folgen, daß sich stetig runde Scharnieren als Gleitbrettfalten bilden.

Überhaupt bildet das Auftreten von auch unter dem Mikroskop noch stetigrunden, glimmerhautumschmiegtten Scharnieren, welche bisweilen zerschert, keineswegs aber durch Zerschierung entstanden sind, in einer größeren Zahl von mir bereits untersuchter Falten das wichtigste, wenn auch nicht einzige Gefügekriterium, gegen deren Entstehung als Gleitbrettfalten.

Ich zweifle nicht, daß derartige Abweichungen nur Wege sind, unsere gemeinsamen Bestrebungen zu vertiefen und unsere gemeinsamen Anschauungen zu vermehren, deren ich mich neben den durch Schmidts Arbeit gegebenen Anregungen freue.

Innsbruck, im April 1925.

Inhalt.

	Seite
Vorwort	181
Weitere allgemeine Eigenschaften der Gesteine schaffenden Bewegung	182
Zur Kaltreckung und Gefügeregelung	185
Bemerkungen zum Deformationsmechanismus des Einkristalls	188
Bemerkungen zur nachkristallinen Deformation der Gefüge	194
Passive Gefügeregelung (statistische Anisotropie durch Deformation)	199
Anisotropie der Intergranularen	217
Vorkristalline Deformation, trockene Rekristallisation, Warmreckung	217
Aktive Gefügeregelung (Wachstumstrukturen)	228
Beziehungen zur Kleingefügedeformation bei W. Schmidt	231

Sachverzeichnis.

Ausarbeitungsprinzip	189
Charakteristik der Regelung	202
Deformation, tektonoblastische	226
Deformationsentmischung	191
Deformationsgeschwindigkeit	222, 224, 225
Entmischung, tektonische	182, 183
Gitteraggregat	190—194, 204, 205
Intergranularen	187
Intergranularwiderstände	197
Intergranularfilm	187
Kaltreckung, Definitionen	185, 186
Kaltreckung und Löslichkeit	187
Komponenten tektonischer Transporte	183
Kornfreiheit bei Regelung	202
Korndeformation, selektive	195—197
Mechanisch-chemische Deformation	186, 191, 194, 196, 219, 220
Migration, interne, externe	183
Quarzregelung, passive	201
Regelungen, genetische Typen	228
Regelung, homogene, inhomogene	202—204
Rekristallisation (Unterscheidungen)	196, 197
Rekristallisation, trockene	188, 189, 197, 218, 227
Rekristallisation, gleichphasige, andersphasige	186, 197, 232
Rekristallisation, abbildende	227
Rekristallisationsproblem der Gesteine	221, 232
Strengtrockene Gesteine	188
Tektonische Bewegung; zeitliche Gliederung; Geschwindigkeit	184, 185
Überisotropie der Gefüge	207, 212
Universaldrehtisch für Gefügeanalyse	208, 209
Walzung und Streckung	216
Warmknetung und Kaltknetung	227



Möller

Michael Vacek †.

Von Hofrat G. Geyer.

Die wissenschaftliche und amtliche Tätigkeit des am 6. Februar 1925 nach kurzem Leiden dahingeshiedenen ehemaligen Vizedirektors der Geologischen Reichsanstalt, Hofrates Michael Vacek, fiel in den langen Zeitraum zwischen dem ersten und dem dritten Vierteljahrhundert des Bestandes unseres Institutes. Damit allein schon wird die Wirksamkeit des nach knapp fünfjährigem Ruhestand an der Schwelle des sieben- und siebenzigsten Lebensjahres verblichenen Forschers in mehrfacher Hinsicht gekennzeichnet. Es fiel diese Wirksamkeit sonach in jene ein halbes Jahrhundert umfassende Periode, in welcher auf den von wenigen hervorragenden Vorgängern geschaffenen Grundlagen der österreichischen Geologie weiterbauend, die vorher nur übersichtlich durchforschten Teile der alten Monarchie der Reihe nach viel eingehender kartiert worden sind.

M. Vacek gehörte jenem noch kleinen Kreise von Geologen an, die in der zweiten Hälfte der Siebzigerjahre vor die Aufgabe gestellt wurden, große nur in flüchtigen Umrissen bekannte Gebiete in weit genauerer Weise zu untersuchen und auf Grundlage der damals erst neu geschaffenen Spezialkarte 1:75.000 kartographisch darzustellen. In gleichem Sinne setzte sich seine Tätigkeit auch dann noch fort, als nach und nach eine Ausgestaltung der Geologischen Reichsanstalt erfolgte und als dieser Forscher in dem bedeutend erweiterten Kreise seiner neuen Kollegen seine Arbeiten über immer weitere Räume ausdehnen und so einen großen Teil der österreichischen Alpen kennenlernen konnte. Vom Bodensee bis an den Rand der pannonischen Ebene, vom Gardasee bis an die Vorarlberger Flyschzone hat M. Vacek kartiert und alle hier vertretenen Formationen, die kristalline Mittelzone der Alpen, das Paläozoikum der Grauwackenzone und des Grazer Beckens, die süd- und nordalpinen mesozoischen und känozoischen Ablagerungen sowie auch die jüngsten Sedimentierungen bearbeitet.

Wenn er nebenbei auch auf paläontologischem Gebiete muster-gültige Arbeiten, namentlich über tertiäre Wirbeltierreste, die jurassische Fauna der Kalke von San Vigilio an Gardasee und die pontische Fauna vom Eichkogel bei Mödling hinterlassen hat, so entsprach dies einer alten Gepflogenheit jener früheren Generation, welcher allerdings die Errungenschaften neuerer Forschungsrichtungen, wie jene der modernen Petrographie, noch nicht zur Verfügung standen.

M. Vacek wurde am 28. September 1848 als Sohn eines Landwirtes zu Pirnitz bei Iglau in Mähren geboren. Aus dem fruchtbaren Boden seiner Heimat hatte er jene kräftige Konstitution mitgebracht, die ihm befähigte, bis ins hohe Alter den Anforderungen seines Berufes, ungestört durch ernstere Erkrankungen, entsprechen zu können. Nach Absolvierung seiner Gymnasialstudien in Iglau, bezog er 1868 die

Wiener Universität, um sich mit Naturwissenschaften zu befassen, wobei er durch die glänzende Lehrtätigkeit von Eduard Suess angeregt, lebhaftes Interesse für die geologische Wissenschaft gewann.

Im Jahre 1873 legte er die Lehramtsprüfung aus den Naturwissenschaften für Obergymnasien und aus Mathematik und Physik für das Untergymnasium ab und übte ein halbes Jahr als Supplent der Realschule in Fünfhaus das Lehramt aus.

Ende Februar des Jahres 1874 erhielt er die Stelle eines Assistenten bei der Lehrkanzel der Geologie an der Wiener Universität, womit seine Beziehungen zu der wissenschaftlichen Richtung, der er fortab dienen sollte, festgelegt wurden. Noch im selben Jahre vermittelte ihm Professor E. Suess ein staatliches Stipendium zum Zwecke seiner weiteren Ausbildung, die ihm an der Universität München zuteil werden sollte. Hier widmete er sich unter der Leitung von K. Zittel und Oberbergrat W. Gümbel paläontologischen und geognostischen Studien.

Schon im April des Jahres 1875 jedoch wurde M. Vacek als Assistent für das Museum der k. k. Geologischen Reichsanstalt angestellt, womit seine Berufsbahn endgültig festgesetzt worden ist. Im März des Jahres 1877 erfolgte seine Ernennung zum Adjunkten und im August des Jahres 1885 jene zum Geologen in der damaligen VIII. Rangklasse.

Es zeigt sich somit, daß der Verblichene verhältnismäßig schnell jene Rangstufe erreichte, welche seine Nachfolger erst nach weit längerer Dienstzeit zu erklimmen vermochten. Auch war Vaceks Dienst als Musealassistent nur von kurzer Dauer, da er schon im Jahre 1875 mit der Aufsammlung von Fossilresten in Vorarlberg betraut, dort alsbald auch geologischen Studien oblag und schon im nächsten Jahre zu den Feldaufnahmen herangezogen wurde.

Ende Dezember 1892 erfolgte seine Ernennung zum Chefgeologen und im Oktober 1903 dessen Einreihung in die VI. Rangklasse ad personam, fast gleichzeitig auch die Verleihung des Titels des Vizedirektors der geologischen Reichsanstalt.

Im April des Jahres 1914 wurde M. Vacek der Titel und Charakter eines Hofrates verliehen.

Am 12. Dezember 1918 wurde M. Vacek nach Abnahme des Gelöbnisses in den deutschösterreichischen Staatsdienst übernommen und mit Ende Dezember 1918 in den bleibenden Ruhestand versetzt.

Damit war seine amtliche Tätigkeit zu Ende und er konnte sich weiterhin ganz dem Abschluß jener großen stratigraphischen Arbeit über eine natürliche Abgrenzung der Formationsglieder hingeben, die er schon vor Jahrzehnten mit umfassenden Literaturstudien begonnen hatte.

Überblicken wir die durch vier Jahrzehnte fortgesetzte Aufnahme-tätigkeit M. Vaceks, so offenbart sich uns eine nur von wenigen Feldgeologen erreichte, gewaltige, über große Teile des Alpengebäudes ausgedehnte Arbeitsleistung, über welche teils in fortlaufenden Aufnahmeberichten, teils wieder in zusammenfassenden Arbeiten Nachricht gegeben wird. Offenbar angeregt durch die ihm zugewiesene Aufgabe, in Vorarlberg Aufsammlungen von Petrefakten vorzunehmen, hatte er

sich als Musealassistent dort unmittelbar auch mit den geologischen und tektonischen Verhältnissen in der Umgebung von Hohenems beschäftigt und hierüber schon in den Verhandlungen 1875, also im Jahre seiner Anstellung an der Reichsanstalt, berichtet.

Diese Studien in der Vorarlberger Kreide wurden im nächsten Sommer zum Abschluß gebracht.

Im Jahre 1877 wurde M. Vacek bereits mit Neuaufnahmen in Südtirol betraut, und zwar zunächst in den Sette Comuni. Die Umgebung von Rovereto beschäftigte ihn im folgenden Jahr, während dessen ihm durch Verleihung des Schloenbach-Stipendiums auch eine Schweizerreise zum Studium der helvetischen Kreidebildungen ermöglicht worden war.

Die alpinen Aufnahmen erfuhren im Jahre 1879 durch geologische Feldaufnahmen in Galizien eine kurze Unterbrechung, worauf Vacek seine Kartierung von Südtirol, speziell in Judikarien im Sommer 1880 fortsetzte.

In dieses Jahr fiel eine zweite Stipendienreise in die Schweiz, und zwar in Gesellschaft von Professor A. Heim behufs Klärung jener Differenzen, die sich bezüglich Auffassung des Glarnergebietes (Doppelfalte) zwischen beiden Forschern ergeben hatten.

Im folgenden Jahr setzte Vacek seine südtiroler Aufnahme auf dem Blatte Cles fort und verwendete die zweite Hälfte der Aufnahmezeit zum Studium der Radstädter Tauern. Dieselbe Einteilung wurde auch im Jahre 1882 beibehalten. Dagegen verlegte Vacek im Jahre 1883 seine ganze Tätigkeit auf die weitere Umgebung der Radstädter Tauern im Bereiche mehrerer Blätter der Speziakarte und setzte diese Kartierung dann 1884 in den Rottenmanner Tauern und Sekkauer Alpen fort. In den folgenden Sommern 1885, 1886, 1887 und 1888 dehnte Vacek seine Kartierungsarbeiten ostwärts teils im Kristallin, teils auch in der Grauwackenzone über Eisenerz, Leoben und Bruck a. d. M. bis Neunkirchen, Aspang und bis an die ungarische Grenze aus.

Im Jahre 1890 wurden das Wechselgebiet und die Gegend von Birkfeld aufgenommen und die Arbeiten im Bereich des Grazer Devons begonnen. 1891 wurden diese Aufnahmen dortselbst und im Rosaliengebirge fortgesetzt und mehrere Revisionen in den Niederen Tauern durchgeführt. 1892 wandte er sich dem Studium der kristallinen Inseln im Osten der Zentralalpen zu und kartierte auch im Leithagebirge, in den Ruster Bergen und den Umgebungen von Ödenburg, im Rabnitztal und in den Rechnitzer Bergen.

Der folgende Sommer wurde auf Grund der im östlichen Abschnitt der Zentralzone gewonnenen Erfahrungen zu umfassenden Revisionen auf den Blättern Radstadt, St. Michael, St. Johann i. P. benützt, wobei die westliche Begrenzung der Schladminger Gneißmasse näher studiert werden konnte.

In diesem Jahre 1893 war Vacek von seiten der Generalinspektion der österreichischen Bahnen auch die Aufgabe zugefallen, im Zuge der projektierten Bahnlinie von Spittal a. d. D. über den Katschberg und Tauern bis Radstadt geologische Detailbeobachtungen anzustellen.

Daraufhin kehrte er behufs Revisionen in sein ehemaliges Südtiroler Terrain zurück und berichtete in den Jahren 1894 bis 1900 in wiederholten Mitteilungen über diese Arbeiten in den Umgebungen von Trient, Valsugana, Rovereto, in der Brentagruppe und am Monte Baldo.

Im Jahre 1900 setzte die Neuaufnahme von Vorarlberg ein, und zwar zunächst im südlichen kristallinen Anteil, nämlich in der Silvrettagruppe. 1901 und 1902 kamen dazu eine Reihe von Exkursionen in Südtirol und am Eisenerzer Erzberg, welche als Vorbereitung für den IX. Internationalen Geologenkongreß 1903 in Wien, bzw. zur Redaktion dessen Exkursionsführers dienen sollten. In den Jahren 1900 bis 1915 sehen wir unseren Aufnahmsgeologen fortwährend mit Vorarlberger Gebiet hefaßt. Und zwar 1904 mit der Davennagruppe, 1905 mit dem Großen Walsertal bis zur Flyschgrenze, 1906 mit dem Rhätikon (damals aber auch mit Revisionen auf dem Blatte Liezen in Steiermark), 1907 mit Liechtenstein, 1908 mit der Südseite des Rhätikons und der Scesaplana, 1909 mit der Falknißgruppe, dem Fläscherberg und dem Prättigau, 1910 mit der Gegend von Feldkirch und Hohenems, 1911 mit dem Kreidegebiet im Norden, 1912 mit der Flysch- und Molassezone, 1913 mit dem Kleinen Walsertal und 1914 mit dem Abschluß der Vorarlberger Aufnahmen.

Noch im Kriegsjahre 1916 unternahm der schon betagte Geologe einige Revisionen an der Scesaplana und an der Valluga im Arlberggebiet, wo ihm infolge Abgleitens auf einem Schneefeld fast ein schwerer Unfall zugestoßen wäre.

Ja noch im Jahre 1917 versuchte er seine älteren Aufnahmen am Lärchkogl bei Trieben sowie am Radstädter Tauern und 1918 in der Grauwackenzone auf dem Blatte Admont zu vervollständigen.

Von 1875 bis 1918, dreiundvierzig Jahre also, hat M. Vacek zum großen Teil in beschwerlichem Hochgebirgsterrain aufgenommen oder seine älteren Karten auf Grund weiterer Erfahrungen richtigzustellen versucht und so seinem geologischen Wahlspruch entsprochen: Mit eigenen Füßen gehen, mit eigenen Augen sehen und mit dem eigenen Kopfe denken.

Die geologischen Karten M. Vaceks zeichnen sich durch sorgfältige, saubere Ausführung aus und haben sich bei späteren Neubearbeitungen, wie selbst Gegner seiner Anschauungen über die Lagerungsverhältnisse wiederholt anerkannt haben, durchaus als verläßlich erwiesen, wenn auch bei den Ausscheidungen vielfach seine theoretischen Vorstellungen über die unkonformen Einlagerungen der jeweils jüngeren Schichtmassen in ältere Reliefs zum Ausdruck gebracht worden sind.

Entsprechend der fortschreitenden, immer weitergehenden Spezialisierung, zeigen Vaceks Kartenblätter naturgemäß in zeitlicher Beziehung jene Übergänge an, welche sich mit den gesteigerten Anforderungen an Genauigkeit ergaben. So erscheint es natürlich, daß zu einer Zeit, in welcher die Fertigstellung eines ganzen Blattes innerhalb einer einzigen Aufnahmskampagne als Regel galt, diese Arbeiten noch mehr dem Charakter von Übersichtsaufnahmen entsprachen, während späterhin mit Rücksicht auf die erwünschte Detaillierung eine längere Arbeitszeit vorgesehen und so dem Geologen ein weiterer Spielraum gewährt

wurde. Als unter der Direktion G. Staches die Herausgabe dieser Blätter in Farbendruck eingeführt worden war, erschienen von unserem Autor mehrere Südtiroler Blätter zur Zeit des Wiener Internationalen Geologenkongresses 1903. Es waren dies die Blätter Trient, Rovereto und Cles (mit W. Hammer). Viel später wurde (1916) der Krystallinen Anteil und die Grauwackenzone auf dem sonst von G. Geyer bearbeiteten Blatt Liezen in Obersteiermark durch M. Vacek redigiert.

Von den zahlreichen zuletzt aufgenommenen Vorarlberger Blättern der Spezialkarte liegen fast nur die Eintragungen in den Originalsektionen 1:25.000 vor, da es dem Verbliebenen nicht mehr möglich war, sein Vorhaben, diese Ausscheidungen über das Gesamtgebiet einheitlich auf den Maßstab 1:75000 zu reduzieren, auch wirklich durchzuführen.

Die zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten M. Vaceks, von welchen ein Verzeichnis folgt, beziehen sich, insoweit sie nicht paläontologischen Inhaltes sind, zum größten Teil auf die stratigraphischen Verhältnisse der von ihm jeweils bearbeiteten Gebiete und ordnen sich daher in die bereits durch obenstehendes kurzes Referat über seine Aufnahmetätigkeit gegebene zeitliche Reihenfolge ein. Zum größten Teil umfassen sie seine jeweiligen Aufnahmeberichte, bringen aber dann wieder von Zeit zu Zeit auf Grund von über ein größeres Gebiet gewonnenen Erfahrungen eingehendere Darstellungen mit kritischer Benützung der älteren Literatur. In allen diesen Aufsätzen spiegelt sich die von ihm während seiner Beobachtungen im Felde gewonnene Anschauung wieder, daß die ganze Schichtenfolge nur durch jene natürlichen Unterbrechungen der Sedimentation gegliedert werden könne, welche durch Einlagerung der jüngeren Schichtgruppen in ein altes Relief schon gefalteter älterer Bildungen klar zum Ausdruck komme. Dadurch ergab sich oft ein Widerspruch gegenüber der historisch gewordenen Einteilung und Nomenklatur, wobei auch vielfach in der Natur vorliegende Komplikationen tektonischer Art lediglich auf diskordante An- und Einlagerung neuer Gesteinsserien zurückzuführen versucht wurde. Da diese Auffassung von seiten der Fachkollegen nicht unwidersprochen blieb, ergaben sich wiederholte ziemlich heftige Kontroversen, welche von M. Vaceks glänzender Feder und scharfer Argumentation zeugten, aber wohl kaum dahin führten, die Anschauungen der Gegner dauernd zu widerlegen.

Unter den in den nachgelassenen Schriften unseres Autors öfters wiederkehrenden Polemiken treten besonders jene in der Frage der Glarner Doppelfalte gegen A. Heim, jene bezüglich der Schichtfolge und des Baues der Radstädter Tauern gegen F. Frech, jene hinsichtlich der Devonablagerungen in der Grazer Bucht kontra R. Hoernes und F. Heritsch und bezüglich der obersteirischen Grauwackenzone gegen R. Canaval hervor.

Noch im Jahre 1915 verteidigte er seine Auffassung über den Bau der Paganella bei Trient gegen jene von F. Folgner.

Es hätte ihn gewiß mit Befriedigung erfüllt, wenn er noch erfahren hätte, daß in neuester Zeit Grazer Geologen die von ihm behauptete Lagerung des Semriacher Schiefers unter dem Schöcklkalk anerkennen.

Wie dies in der Geschichte der Wissenschaften immer wieder zu verfolgen ist, enthalten vielfach und lebhaft abgelehnte Anschauungen oft einen richtigen Kern. So wird die von M. Vacek stets hervorgehobene Tatsache von dem Bestehen weltweit ausgedehnter Transgressionen, beginnend mit Konglomeraten aus Geröllen des aufgearbeiteten alten Untergrundes, von niemand geleugnet, ebensowenig wie jene von damit einhergehenden oft regional weit verbreiteten Lücken in der Sedimentfolge. Nun aber ist M. Vacek in der Wertung dieser Erscheinung als der nahezu einzigen Ursache der zu beobachtenden komplizierten Lagerungsverhältnisse oft zu weit gegangen, indem er nicht bloß tektonische Störungen, sondern auch die sicher nachweisbaren faziellen Unterschiede altersgleicher Absätze entweder übersah, oder doch in ihrer Auswirkung auf den geologischen Bau zu gering einschätzte.

Wie aus dem angeschlossenen Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten M. Vaceks zu ersehen ist, erfolgten fast alle seine Publikationen im Rahmen der Anstaltsschriften und stellen zum weitaus überwiegenden Teil Aufnahmeberichte aus dessen weitausgedehnten Arbeitsfeldern dar. Diese fortlaufenden Berichte erschienen zumeist in den „Verhandlungen“ der Anstalt, während von Zeit zu Zeit immer wieder zusammenfassende kritische Studien in den „Jahrbüchern“ des Instituts niedergelegt wurden.

Solche zusammenfassende Arbeiten liegen vor über die Kreide von Vorarlberg, über Neokom, über die Struktur der Glarner Alpen, die Geologie der Radstädter Tauern, über die Theorie der Glarner Doppelfalte und über den steirischen Erzberg, durchwegs in den Jahrbüchern der Anstalt.

Zahlreich sind die von M. Vacek verfaßten Nachrufe an verstorbene Fachkollegen, darunter eine eingehende Besprechung des Wirkens von Hofrat Dionys Stur im 44. Bande des Jahrbuches.

Ebenso zahlreich erschienen Publikationen paläontologischen Inhaltes, insbesondere solche über Wirbeltierreste. Namentlich bekannt und gewürdigt sind die in den Abhandlungen der Anstalt niedergelegten Studien über österreichische Mastodonten (1877) und jene über die Jurafauna vom Cap San Vigilio am Gardasee (1886). Ebenso die im 37. Bande des Jahrbuches veröffentlichte Arbeit über die Gattungen *Harpoceras* und *Simoceras* sowie jene über die Pikermifauna des Eichkogels bei Mödling im 50. Bande.

Alle diese paläontologischen Arbeiten zeichnen sich durch außerordentlich sorgfältige und eingehende Untersuchung des vorgelegenen Materials sowie durch Beherrschung und kritische Verwertung der einschlägigen Literatur aus.

M. Vacek war Mitglied der Wiener Geologischen Gesellschaft und langjähriges Mitglied der Deutschen Geologischen Gesellschaft, an deren Exkursionen er auch einmal teilnahm, als eine Besichtigung der Schwäbischen Alp und der dortigen Mare stattfand.

Auch war er Ehrenmitglied des Museo civico in Rovereto.

Die aus dem Literaturverzeichnis ersichtliche Fülle geologischer Arbeiten über ein weitausgedehntes Gebiet bildet jedoch keineswegs die Summe wissenschaftlicher Leistungen dieses Forschers.

Es liegt ein tragisches Moment darin, daß es dem von einem jähen Ende Überraschten nicht mehr möglich war, eine große Arbeit zum Abschluß zu bringen, die er jahrzehntelang eifrig fortgesetzt und als sein eigentliches Lebenswerk betrachtet hatte. Angeregt durch seine Beobachtungen im Felde, bezüglich der Lagerungsverhältnisse, hatte er es unternommen, auf Grund überaus eingehender Literaturstudien ein großes Werk zusammenzustellen, in welchem eine natürliche Gliederung der Permformation, Trias, Juraformation und Kreide durchgeführt werden sollte. Dieses Werk baut sich ausschließlich auf den europäischen Verhältnissen auf und stellt eine Gliederung der genannten Formationen in kleinere aber natürliche Stufen auf, die er als „Zyklen“ bezeichnet.

Die vielfachen in der Literatur verstreuten Nachweise von Transgressionen und Sedimentationslücken wurden in unermüdlichem Studium gesammelt und sollten dazu dienen, alle Willkürlichkeiten in der Abgrenzung aufeinanderfolgender Ablagerungsreihen zu beseitigen und an deren Stelle eine natürliche Abgrenzung festzusetzen. M. Vacek erblickte eine solche in jener Reihenfolge von Absätzen, die sich vom Beginne einer Transgression bis zur folgenden Trockenlegung des Gebietes gebildet haben und faßte jede solche Folge als einen „Zyklus“ auf.

Beginnend mit bei mehr nordischem Klima abgelagerten Landbildungen in Form von Grundbreccien und Konglomeraten oder auch Kohlenfeldern, setzt sich jeder solche Zyklus nach oben in Form von Sandstein und Schiefertone fort und nimmt dann durch weiteres Übergreifen des Meeres immer deutlicher marinen Charakter an. Mergel vermitteln endlich so in den jüngeren Abschnitten des Zyklus den Übergang in wahrscheinlich bei subtropischem Klima abgesetzte Kalke und Dolomite, welche oft eine große Mächtigkeit erreichen und womit dieser Zyklus nach oben abgeschlossen erscheint. Durch weitgehende Denudation wurde dann oft ein großer Teil dieses Kalk- oder Dolomitchaces wieder entfernt, woraus sich die oft rasch wechselnde Mächtigkeit der kalkigen Glieder erklären lasse. Hier wird also die Vorstellung von faziellen Vertretungen abgelehnt.

Während der darauffolgenden Landperiode entstände nun unter dem Einfluß orogenetischer Bewegungen einerseits und der Abtragung andererseits eine neue Landoberfläche, ein neues Relief, in welches die nächste Transgression mit den Basalgliedern des nächstjüngeren Zyklus eingriffe. Da die tiefsten Glieder (Grundkonglomerate) dieses neuen Zyklus zunächst nur in den tiefsten Stellen des Reliefs eingelagert werden, erscheinen sie uns meist verdeckt und haben überdies auch eine geringere räumliche Ausdehnung.

Die höheren Glieder des neuen Zyklus greifen immer weiter aus und bedecken so immer größere Räume des alten Reliefs. Zugleich zeigt sich, daß diese jüngeren Glieder mit allen Stufen des im alten Relief noch erhaltenen vorhergegangenen Zyklus in Berührung kommen können — besonders wenn diese Absätze während der Sedimentationspause auch noch gefaltet worden sind. Solche orogenetische Bewegungen haben aber nach M. Vaceks Vorstellung immer fortgedauert.

Auf diese Art bilden sich in der Natur überaus komplizierte Lagerungsverhältnisse heraus, indem von Ort zu Ort jeweils andere

Stufen der Hangendreihe verschiedene Glieder der Liegendserie bedecken können. Es ergäben sich daraus Fehlerquellen in der Beobachtung, und diese Fehler machten sich in der von den zahlreichen Autoren angenommenen stratigraphischen Reihenfolge geltend.

Diesen Fehlerquellen hat nun M. Vacek in einem jahrzehntelangen unermüdlischen Literaturstudium nachgespürt und ist so mit der Zeit, wie er nachzuweisen versucht, zu einer natürlichen Gliederung gelangt, die sich von den älteren ähnlichen „Etagen“ d'Orbignys oder den „Stages“ und „Cycles“ verschiedener nordamerikanischer Geologen, wie Newbury's oder Schuchert's, unterscheidet.

Es wären dies Unterstufen der historischen Formationen, also kleinere Abteilungen der großen Gruppen, deren obere und untere Grenzen dann nur geringerer Korrekturen bedürften.

Wie sich aus dem leider auch nicht ganz abgeschlossenen, offenbar eine Zusammenfassung seiner Vorstellungen entsprechenden Vorwort zu dem großen Manuskript des Autors ergibt, haben sich die Veränderungen der physikalischen Verhältnisse, welche jeweils zur Einleitung, Weiterentwicklung und zum Abschluß jedes dieser „Zyklen“ führten, in rhythmischer Weise vollzogen. Und zwar waren es in erster Linie Polverschiebungen, welche, hervorgerufen durch sehr langsam wirkendes Andrängen der Meeresströmungen an die auffallend meridional verlaufenden östlichen Kontinentalküsten, eine stetige Verschiebung in der Lage der Rotationsachse unseres Geoids zur Folge hatten. Durch diese Verschiebungen wurden zunächst die atmosphärische Hülle betroffen und Klimaschwankungen erzeugt. Sodann mußte eine stete Verlagerung der Hydrosphäre erfolgen, durch welche langsam fortschreitende Transgressionen um die Erde kreisten. Endlich entstanden durch „Pression und Tension“ orogenetische, noch bis heute andauernde Bewegungen im Festen der Erdkruste. Aus den an verschiedenen Sternwarten angestellten Beobachtungen über Polverschiebungen schließt M. Vacek auf ungeheure, Millionen Jahre umfassende Zeiträume, innerhalb deren die Rotationspole oder die einen Doppelkonus beschreibende Erdachse einmal den Umkreis zurücklegten.

Als Beispiel für einen derartigen, allerdings viel kürzeren und daher wohl von der konstant bleibenden Polverschiebungsperiode nicht allein (?) abhängigen Zyklus wird die Eiszeit angeführt, welche heute noch das Gebiet von Nordostsibirien beherrscht, wo die in den Tundren eingefrorenen, vollständig erhaltenen Reste von Dickhäutern von einer bisher noch nicht unterbrochenen Fortdauer des Eiszeitstadiums Zeugnis ablegen sollen.

Während das zusammenfassende Vorwort, dem die vorstehenden Gedanken entnommen wurden und welches offenbar ein Resümé des Werkes wiedergeben sollte, nicht abgeschlossen erscheint, ist die Bearbeitung der unterschiedenen Zyklen vom Beginn der Permformation an bis zum Ende der Kreidezeit vollständig durchgeführt und in einem sehr umfangreichen Manuskript druckreif niedergelegt.

Unter den gegenwärtig herrschenden Umständen, die zur größten Sparsamkeit in der Herausgabe unserer Druckschriften zwingen, ist an

eine Publikation dieser Lebensarbeit M. Vaceks leider nicht zu denken. Doch wird die sauber ausgefertigte, in Abschnitten und einzelnen Kapiteln wohlgeordnete Handschrift als „Manuskript“ zunächst in der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt eingestellt werden und so allgemein zugänglich bleiben.

Der hochbetagte Forscher konnte auf ein langes, ruhiges nur seiner Lieblingswissenschaft geweihtes Leben zurückblicken. Verhältnismäßig bald zu einer Lebensstellung gelangt, die ihn vor materiellen Sorgen bewahrte, gab er sich ganz seiner anregenden Tätigkeit als Aufnahmegeologe über einen großen Teil des Alpengebietes hin und konnte dabei, aus den Quellen der Natur schöpfend, stets mit seiner Wissenschaft in enger Beziehung bleiben sowie den ihm gewordenen Vorstellungen vom Aufbau des Schichtgebäudes neue Nahrung zuführen.

Seine kräftige Konstitution wurde niemals durch Krankheit untergraben und erst in letzter Zeit stellten sich, vielleicht befördert durch die für ältere Menschen abträglichen Lebensverhältnisse in der Kriegs- und Nachkriegszeit, jene Beschwerden ein, die dann in rascher Folge zu dem bedrohlichen Herzleiden führten, das seinem widerstandsfähigen Organismus ein Ende bereitete.

M. Vacek war eine zartfühlende Natur, die den rauhen Ernst der Kriegszeit sowie die infolge des Zusammenbruches unseres Vaterlandes aufgetretenen Erscheinungen der Nachkriegszeit schwer ertragen hat und sich lange nicht auf die geänderten Verhältnisse einzustellen vermochte. Seine Feinfühligkeit ging einher mit einem zarten Empfinden der Kunst gegenüber, was sich schon in der Ausschmückung seines Heimes ausprägte und besonders in ihm hohe Befriedigung wachrief, als er seine erste und einzige, nicht bloß auf geologische Forschung gerichtete Urlaubsreise nach den gesegneten Kunststätten Italiens zurücklegte. Des Verblichenen Vorliebe für klassische Literatur kennzeichnete sich unter anderen dadurch, daß er Grillparzer als seinen Lieblingsdichter pries. Auch erwies er sich stets als ein warmer Freund der Kindesseele und widmete der zahlreichen Nachkommenschaft seiner mährischen Geschwister liebevolle Fürsorglichkeit zu.

Eng hing es mit diesen Charakterzügen zusammen, daß sich der Verstorbene immer als wohlwollender Vorgesetzter im Amt und als treuer Freund in seinem engeren Umgangskreise bewährte, so daß ihm alle, die mit ihm in Berührung gekommen waren, ein sympathisches Andenken bewahren werden.

Diesen Gefühlen entsprach auch ganz die Stimmung jener Stunde, in welcher seine entseelte Hülle in der Lößerde des Friedhofes versenkt wurde. Ein so gar nicht der Jahreszeit entsprechender milder, wolkenloser, sonniger Vorfrühlingsabend leuchtete über der weiten Totenstadt, als ihm die letzten Abschiedsgrüße gewidmet wurden.

Frieden atmete die Natur, und ewiger Friede ward nun dem Verblichenen zuteil.

Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten* M. Vaceks.

- Umgebungen von Hohenems. V. 1875, S. 229.
 Über einen Unterkiefer von *Mastodon longirostris* Kaup aus dem Belvederesand vom Laaerberg bei Wien. V. 1875, S. 296.
 Ein neuer Fundort von Gault-Petrefakten in Vorarlberg. V. 1876, S. 127.
 Über einen fossilen Büffelschädel aus Kordofan. V. 1876, S. 141.
 Über Reste von Mastodon aus tertiären Ablagerungen Österreichs. V. 1877, S. 52.
 Über das Kreidegebiet in Vorarlberg. V. 1877, S. 117.
 Die Setto Communi. V. 1877, S. 211.
 Vorlage der Karte der Setto Communi. V. 1877, S. 301.
 Die Umgebungen von Rovereto in Südtirol. V. 1878, S. 344.
 Über Vorarlberger Kreide. J. 29, S. 659 und V. 1879, S. 124.
 Über Schweizerkreide. V. 1879, S. 33.
 Neokomstudie. J. 30, S. 493.
 Über die Sandsteinzone der Karpathen. V. 1880, S. 58.
 Erwiderung auf die Mitteilung des Herrn Prof. A. Heim. V. 1880, S. 189 und Bibliogr. Notiz 19.
 Beitrag zur Kenntnis der Mittelkarpathischen Sandsteinzone. J. 31, S. 191.
 Über die Schichtfolge in der Gegend der Glarner Doppelfalte. V. 1881, S. 43.
 Über einen Unterkiefer des *Hyootherium Meissneri*, H. v. Meyer. V. 1881, S. 86.
 Vorlage der geologischen Karte der Umgebung von Trient. V. 1881, S. 157.
 Vorlage der geologischen Karte des Nonsberges. V. 1882, S. 42.
 Über die Radstädter Tauern. V. 1882, S. 310.
 Über die neuen Funde von *Dinotherium* im Wiener Becken. V. 1882, S. 341.
 Über neue Funde von Mastodon. V. 1883, S. 94.
 Gliederung und Lagerung der Karpathensandsteine. V. 1883, S. 250.
 Über die Gegend von Glarus. V. 1883, S. 293.
 Beitrag zur Kenntnis der Glarner Alpen. J. 34, S. 233.
 Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. J. 34, S. 609.
 Über einen Unterkiefer von *Aceratherium cf. minutum* Kaup, aus Congerien-schichten bei Brunn a. Geb. V. 1884, S. 356.
 Über die geologischen Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. V. 1884, S. 390.
 Über den geologischen Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. V. 1886, S. 71.
 Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. V. 1886, S. 455.
 Bemerkungen über einige Arten der Gattungen *Harpoceras* und *Simoceras*. J. 37, S. 293.
 Einige Bemerkungen über den hohlen Kiel der Falciferen. J. 37, S. 309.
 Über neue Funde von Mastodon aus den Alpen. V. 1887, S. 120.
 Über einige Pachydermenreste aus den Ligniten von Keutschach in Kärnten. V. 1887, S. 155.
 Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. V. 1888, S. 60.
 Über neue Funde von Säugetierresten aus dem Wies-Eibiswalder Kohlenrevier. V. 1888, S. 308.
 Über die geologischen Verhältnisse des Wechselgebietes. V. 1889, S. 151.
 Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. V. 1890, S. 9.
 Einige Bemerkungen über die Radstädter Tauern. V. 1890, S. 131.
 Über die geologischen Verhältnisse des Grazer Beckens. V. 1891, S. 41.
 Über die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges. V. 1891, S. 309.
 Einige Bemerkungen zur Theorie der Glarner Doppelfalte. J. 42, S. 91.
 Schöcklkalk und Semriacher Schiefer. V. 1892, S. 32.
 Über die kristallinischen Inseln am Ostende der alpinen Zentralzone. V. 1892, S. 367.
 Über die Schladminger Gneissmasse und ihre Umgebung. V. 1893, S. 382.
 Einige Bemerkungen über das Magnesitvorkommen am Sattlerkogel in der Veitsch und die Auffindung einer Carbonfanna daselbst. V. 1893, S. 401.

* V. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt. J. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien.

Zur Erinnerung an Dionys Stur. **J. 44**, S. 1.

Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. V. 1894, S. 431.

Einige Bemerkungen, betreffend das geologische Alter der Erzlagerstätte von Kallwang. V. 1895, S. 296.

Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. V. 1895, S. 467.

Über die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana. V. 1896, S. 459.

Einige Bemerkungen über den Gebirgsbau der Radstädter Tauern. V. 1897, S. 55.

Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. V. 1898, S. 200.

Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Rovereto. V. 1899, S. 184.

Über einige Säugetierreste vom Eichkogel bei Mödling. V. 1900, S. 189.

Skizze eines geologischen Profiles durch den steirischen Erzberg. **J. 50**, S. 23.

Über Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel bei Mödling. **J. 50**, S. 169.

Zur Geologie der Radstädter Tauern. V. 1901, S. 191.

Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. V. 1901, S. 361.

Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. V. 1906, S. 203.

Weitere Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. V. 1907, S. 159.

Einige Bemerkungen zu Folgner's „Paganellalinie“. V. 1915, S. 138.

Dazu kommen zwei große paläontologische Arbeiten in den Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt.

Über österreichische Mastodonten und ihre Beziehungen zu den Mastodontenarten Europas 1877. Bd. VII. H. 4.

Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio 1886. Bd. XII. H. 3.

Ferner M. Vacek's Beiträge zum Exkursionsführer für den IX. Internationalen Geologenkongreß zu Wien im Jahre 1903, und zwar:

Der steirische Erzberg und Exkursion durch die Etschbucht (Mendola, Trient, Rovereto, Riva).

Endlich sind hier noch die von M. Vacek verfaßten Erläuterungen zu den Geologischen Spezialkartenblättern Trient, Cles, Rovereto und Liezen zu erwähnen.

Zur Geologie der Karnischen Alpen.

Von F. Heritsch und R. Schwinner.

(Mit 2 Profilen.)

Die Kenntnis der Karnischen Alpen, die sowohl für die Stratigraphie des Paläozoikums im allgemeinen, als für die Alpengeologie im besonderen von hoher Wichtigkeit ist, hat in den letzten Jahrzehnten beträchtliche Fortschritte gemacht, hauptsächlich — wie es uns eine angenehme Pflicht ist, zu betonen — durch die Bemühung der Herren P. Vinassa de Regny und M. Gortani. Bei der Wichtigkeit des Gegenstandes ist es aber doch nicht überflüssig, kleinere Beobachtungen beizusteuern und Gesichtspunkte hervorzuheben, die vielleicht noch zu berücksichtigen wären. In der Hoffnung, daß auch solche bescheidene Beiträge, ohne Anspruch auf Vollständigkeit und systematische Zusammenstellung, nützlich sein mögen, seien die folgenden Zeilen gewidmet.

I. R. Schwinner. Profile durch die Schuppenzone des Wolayergebietes.

Das Wolayergebiet enthält die reichsten Fossilfundpunkte auf kleinem Raum und hat daher gleich anfangs zu stratigraphischen Studien Anlaß gegeben; allerdings auch, da die ersten Bearbeiter den Schuppenbau verkannten, Anlaß zu beträchtlichem Irrtum. Im folgenden soll an Hand der zwei Hauptprofile, die ausführlich gegeben werden, die über diesen Gegenstand etwas reichlich angewachsene Literatur geordnet, vergleichbar und auch für den Fernerstehenden übersehbar gemacht werden.

A. Das Valentintörl („Törl“, in Spezialkarte 1:75000 und Plan 1:25000, bei den älteren Autoren „Wolayertörl“ — irrig!) ist die Scharte zwischen Rauchkofel (2460 *m*) und M. Coglians (2702 *m*), über die der Weg von Mauthen durchs Valentintal zur Alpenvereinshütte am Wolayersee führt. Der Südhang des Rauchkofel zeigt eine breite Terrasse, die Rauchkofelböden, an deren talseitigem Rand der Plan die Kote 2238 angibt. Von diesem Punkt führt ein mäßig erhaltener Steig — er ist 1903 für die Exkursion des Internationalen Geologenkongresses angelegt worden — durch einen klammähnlichen Einschnitt hinab gerade auf die tiefste Einsattelung (2138 *m*), das eigentliche Törl, über das der markierte Hüttenweg geht. Südlich folgt ein mehrzackiger Felskopf (2195 *m*), dann eine Scharte, die etwas höher als das nördliche Törl ist, und von dieser steigt zuerst stufig zurücktretend, dann aber in praller Wand der Fels zum Coglians empor. Frech und Geyer empfehlen den Törlkopf auf der Westseite im Schutt zu umgehen. Ihn zu überklettern (für Schwindelfreie leichte Kletterei) ist besser für die Übersicht und wahrscheinlich auch weniger mühsam. Das südliche Törl ist von W über eine schutterfüllte Rinne mühsam, aber ohne Schwierigkeit zu erreichen, aber auch in der ostwärts abfallenden, z. T. begrüneten Rinne, die ja etwas steiler ist und daher einige interessante Aufschlüsse des anstehenden Fels zeigt, wird jemand, der gehen kann, kein Hindernis finden, ganz gleich, wie die Schneeverhältnisse sind. (Geyers Bemerkung, l. c. S. 33, unterschätzt die Bergtüchtigkeit der Herren Kollegen.)

Die ganze Strecke zwischen Rauchkofelböden und Cogliansfuß fallen die Schichten mittelsteil gegen S. Man hat im einzelnen, von N nach S, also von unten nach oben fortschreitend:

- a schwärzlichgraue Tonschiefer und Sandsteine (Rauchkofelböden).
- b graue Massen- und Netzkalke (Rand der Terrasse 2238 und Anfang der Klamm).
- c rote Netzkalke.
- b schwarze Tonschiefer (verquälte Lage von wenigen Metern im unteren Teil der Klamm).
- e rote Flaserkalk und Kalkschiefer.
- f schwarze Tonschiefer (z. T. überrollt, Törlhöhe 2138 m).
- g lichtgrauer, klotziger Kalk (Wand)
- h₁ grauer, geschichteter, z. T. spätiger Kalk
- h₂ detto, oft rötlich mit kl. Orthozeren
- i graue, z. T. spätige, z. T. genetzte Kalke, 5 m.
- f₁ brauner Eisenkalk (vgl. Rauchkofelgipfelbau!), $\frac{1}{2}$ —1 m
- f₂ verquälter und ausgequetschter roter Flaserkalk, \varnothing —30 cm
- l lichtgrauer Krinoidenkalk mit kl. Orthozeren, \varnothing —2 m (darin in halber Höhe an einer Ecke der Felsrippe Postenstand der österreichischen Linien ausgesprengt).
- m grauer Netzkalk, 10—15 m (Gipfel des Törlkoptes 2195 m).
- n schwarzer Plattenkalk, ockerig anwitternd, 5 m.
- o lichtgraue genetzte Kalke in dezimeterdicken Bänken, 10—15 m.
- p rote Kalkschiefer und dünnplattige flaserige Mergelkalke, stark gestaucht, 15—20 m.
- q dickbankige rote Knollen- und Netzkalke, 20—25 m.
- r weißlichgraue, etwas späthige, genetzte Kalke 1—2 m.

Westseite	Ostseite	Insel in der Ostrinne
s Schutt	schwarze sandigglimmerige Schiefer, 4—5 m; Abschluß eine Rippe Grauwackensandstein, 3—4 m, fast saiger	— Schutt — roter Netz-K, hellgrauer K.
t Schutt	Daran gelehnt, grauer eisenschüssiger Krinoidenkalk mit kl. Orthozeren und Rh. Megaera usw., 2—3 m — (tiefste Scharte) Schutt, einige Meter	
u schwarze Sch.	schwarze Sch. darin eingeknetet Linsen von grauem ockerigem Netzkalk 20—25 m.	schwarze Sch., verquält, $\frac{1}{2}$ m
v brauner knolliger Eisenkalk (wie f ₁).	Schutt	Eisenkalk 2 m
w grauer Netzk., unten dünn oben dick geschichtet	Schutt	grauer Netzk. 4—5 m
z dunkelgrauer Krinoiden K. der Megaera Sch.	Schutt	dunkler Krin. K.
y schwarzer Plattenkalk mit Mergellagen (f ₁ -Fund unterm Judenkopf.)	Schutt	— Schutt —
z hellgrauer Riffkalk, unten gebankt, oben ganz massig; mit Korallen, Brachiopoden = f ₂ .		

B. Seekopfsockel. Dieses berühmte Profil beginnt in der Einsattelung (zirka 1975 *m*) südlich von dem Felskopf 1999 *m* aus rotem Netzkalk (Spitz' Zug II.), an dem die Alpenvereinshütte liegt, und steigt über die Stufen eines mäßig scharfen Gratabsenkers empor, der bei zirka 2200 *m* an die pralle Nordwand des Seekopfes stößt. Beiderseits dieses Grates reichen die Schutthalden bis an den Devonkalk $\frac{1}{3}$ hinauf; doch tauchen im W uoch einige anstehende Klippen heraus (Spitz l. c., S. 308), im O ist das von Vinassa de Regny studierte Profil vom Wolayerpaß (1987 *m*) zur Casera Pian das Buses (1891 *m*) die unmittelbare Fortsetzung. Die italienische Stellung ging von der Paßhöhe (1987 *m*, „Corona rossa“) auf den Felskopf *g* und dann über den Profilgrat: daher hinter der Front gebaute Steige, vor ihr ist der Stacheldraht etwas lästig, Kletterkunst ist nirgends erforderlich. (Geyers Bedenken, l. c., S. 21, Anmerkung, etwas übertrieben!)

Auch hier fallen die Schichten isoklinal mittelsteil S, und zwar folgt von N nach S, das ist von unten nach oben:

- † 1. schwarze Tonschiefer zirka 150 *m* (vom Sattel 1975 *m*).
- 2. weißgrauer glimmeriger Sandstein 5 *m*.
- 3. schwarzer Tonschiefer, 1 *m*.
- g* klotzige Wand, grauer Kalk, hellanwitternd } 20 *m*.
- h* detto mit Krinoiden (= Megaera-Sch.?) }
- f* schwärzlicher Plattenkalk mit Orthozeren, 1—2 *m*.
- m* graue, ockerige, dickbankige Netzkalke, 10 *m*.
- p* gelbe und braunrote Mergelschiefer, flaserig und genetzt, 15 *m*.
- p*_x grauer Netzkalk, unten dicker gebankt, oben dünn-schichtig, 6 *m*.
- q* roter Netzkalk, 25 *m*.
- r* grauer Netzkalk, im obern Teil viel Spatadern (tektonisch?), 10 *m*.
- | | | | |
|---|---|---|---------------|
| <ul style="list-style-type: none"> 1. grünschwarzer rostiger Sandst. 2. Quarz-Lydit-Konglomerat 3. schwarzgraue sandige Tonschiefer 4. milde schwarze, gelbbraun anwitternde phyllitische Thonschiefer (in diesen auf der Westseite einzelne Quarz-Konglomerat-Schmitzen) | <ul style="list-style-type: none"> } nur auf der Ostseite 5 <i>m</i>; | } | 40 <i>m</i> . |
|---|---|---|---------------|
- (*v*)? überrollt, zirka 5 *m*.
- w* blaugrauer, braunanwitternder sandiger Kalkschiefer, 2 *m*.
- w*_x roter Kalkschiefer mit Krinoiden und Brachiopoden, 6 *m*.
- z* grauer, splittiger, rauher Kalk, zum Teil mit Krinoiden, 3—5 *m*.
- h* dunkelgrauer, hie und da rotgefleckter Kalk, 3—4 *m*.
- z* lichtgrauer, dickgebänkter Kalk (pralle Wand des Seekopfs).

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten *g*—*h* (inkl.) dürfte bei Berücksichtigung der Unsicherheit der Schätzung in beiden Profilen *A* und *B* ziemlich die gleiche, und zwar ungefähr 150 *m* sein.

A. Profil über das Valentin-Törl. (N. » S.)

		Schwinner	Geyer	Frech	Spitz		
δ	Unter Devon	Riff-K. massig	18. Lichte Riff-K.	11. Riff-K.	d Riff-K	Silur-Zug IV.	
		" " gebankt dunkle K. u. M.	17. dunkle Platten K.	10. Platten-K.			
ε	Ober-Silur	<i>Megaera</i> -Sch.	16. Crinoiden K.	Crinoiden K.	br Brachiop. Sch.		
η		graue Netz K. Eisen K.		9b Eisenoolith ⁶⁾	bs bunte Grauw. ¹⁰⁾ n gelbe Netz K. bs bunte Granw.		
ι	Karbon (mit Silur-Schuppen)	schw. Sch. mit Netz-K-Linsen ¹⁾	15. schw. Ton Sch. ⁴⁾	9a. massige gr.K.	h massige Bank br Brachiop. Sch.		
κ		<i>Megaera</i> -Sch. Sandstein schwarze Sch.		8c. Ton-Sch.	5 Ton-Sch.		
λ							
μ	Ober Silur	graue Netz K. rote " "	14. graue Netz K. 13 rote Flaster K.	8b. Kramenzel K. rot	n graue Netz K. rote " "		Silur-Zug (Schuppe) III.
ν		rote Kalk Sch. graue Netz K.					
ξ	Silur	schw. Platten K. graue Netz K. Crinoiden K. ²⁾	12. dunkle Platten K.	8a. gr. Platten K.	schw. Platten K.		
ο		Eisen K. graue Netz K. " Spath K. ³⁾	11. braune Kruste	8x Roteisenstein	braune Kruste		
π	Devon	" Massen K.	10. lichte Bank	7. gr. massige K.	h helle Bank		
ρ	Karbon	9. sch. Ton Sch.	9. schw. Ton Sch.	6 b. Ton Sch. ⁷⁾ 6 a. Grauwacke	5 Ton Sch.		
σ	Silur	rote Netz K.	8. rote Netz K.	5 b. Netz K rot u. grau m. <i>Tornoc. inexp.</i> ⁸⁾	n Netz K. d-Fluppen-Blöcke ⁸⁾	Zug II	
τ	Devon						
υ	Karbon	schwarze Sch.	9 ⁵⁾	5a. Tonsch. Grauw.	5 Ton Sch.	Silur-Zug I	
φ	Silur	rote Netz K.	7 rote Flaser K.	4. Netz K. rot u. grau 3. rote Netz K. mit <i>Orth. alticola</i>	n Netz K.		
χ	Devon	graue K.	6. massige gr. K.	2b. gr. Platten K.	h helle Bank		
ψ	Karbon	schwarze Sch. ³⁾	5. schw. Ton Sch.	2 a. Eisen K. mit ⁹⁾ <i>Orth. potens</i>	5 Ton Sch.		

B. Profil am Seekopf-Sockel aufwärts.

Spitz	Vinassa 1908	Vinassa 1914	Geyer	Stache	Schwinner	
d R. K. massig " gebankt	11. Riff K. 11. gebankter K. 10. schwarzer K.	VIII Riff K.	12. Riff K. 11. dunkle zuckerkörn. K.		Riff K. dunkler K.	δ η
ks bunte K. Sch. bs " Grauw. n Netz K. grau ¹¹⁾	9. <i>Megaera</i> -Sch. 8. dolomit. K. ¹²⁾ 7. Netz K. (<i>Tornoc.</i>) ¹³⁾	VII rote K. Sch. VI " sandige "	10. rote Schiefer grüngraue "	8. Stufe d. bunten sandigen K. Sch.	Crinoiden K. rote Kalk-Sch. braune " " ¹⁸⁾	ε ι ι ι
s Ton-Sch.	6. Sch. u. Sdst. ¹⁴⁾	? ¹⁵⁾	9. Ton Sch. 8. Grauwacke ¹⁶⁾	7. Stufe d. dunkl. Ton Sch. usw.	milde Sch. Sds. Breccie	ε
n Netz K. grau " " rot	5. gr. M. K. <i>O. potens</i> 7. rötliche N. K. 3. rote Netz K. mit <i>Orth. alticola</i>	V. graue K. IV rote Netz K. III rote dünn- platt. K.	7. gr. dünnsch. K. 6. rote u. graue Netz K. 5. rote K. Sch.	6. Stufe d. roten Sch. u. Netz K.	graue Netz K. rote " " graue " " rote Kalk-Sch.	ε q p p
schw. u. graue Platten u. Netz K.					graue Netz K.	m
braune Kr.	2. graue dick- bankige K.		4. Platten K. mit <i>Orth. potens</i> usw. ¹⁷⁾	5. Stufe der weißen und grauen K.	schw. Platten K. Crinoiden K.	ξ η
helle B.		II helle Bank	3. massige Bank		gr. Massen K.	g
s Ton Sch.	1. braune Ton Sch.	I Sch. u. Grauwacke	2. Breccie usw. 1. Ton Sch.		Sandstein schw. Schiefer	ι

An Hand der hier ausführlich wiedergegebenen Profile können wir nun die bisher über dieselben gemachten Angaben zusammenstellen und vergleichen; es handelt sich hauptsächlich um folgende: **A. Seekopf:**

1. Stache G. (an mehreren Stellen, aber zuletzt und am ausführlichsten): Über die Silurbildungen der Ostalpen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1884, (36.), 277—378.

3. Geyer G. (in Aufnahmeberichten usw., aber am ausführlichsten in): Führer für die Exkursionen in Österreich. IX. Internat. Geolog. Kongreß, Wien 1903. XI. Exkursion in die Karnischen Alpen. 51 S. — Ergänzung dazu der „Bericht über die Exkursion XI“ in den Comptes rend. des Kongresses, II. fasc., bes. S. 884—886.

4. Vinassa de Regny P. Fauna dei calcari con „*Rhynchonella Megaera*“ del Passo di Volaiia. Boll. Soc. geol. It. vol. 27, 1908, 547—592.

5. Spitz A. Studien in den zentralkarnischen Alpen. Mitt. geol. Ges. Wien, II. 1909, 278—334.

6. Vinassa de Regny P. Die geologischen Verhältnisse am Wolayersee. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst., Wien, 1914, 52—56.

Für Valentintörl vgl. Geyer und Spitz wie oben, außerdem:

Frech Fr. (Hauptwerk.) Die Karnischen Alpen. Halle 1894, bes. S. 224—229.

Von den geologischen Karten hat die von Frech wohl nur mehr historischen Wert; sehr gut zu gebrauchen ist dagegen auch heute noch die von Geyer aufgenommene (Blatt Ober Drauburg—Mauthen der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000, Zone 19, Kolonne VIII, 5350, herausgegeben von der k. k. geol. Reichsanstalt, SW-Gruppe, Nr. 71, 2. Lieferung, Wien 1900, mit Erläuterungen, Wien 1901). Man muß nur den Übersetzungsschlüssel haben und die Gegend bereits ein bißchen kennen. Für das Gebiet Plöcken—Wolayeralpe hat Spitz (l. c.) ein Kärtchen 1 : 25.000 gegeben, das ungemein detailliert und genau ist, aber ebenfalls schwierig zu übersetzen. Eine Anleitung dazu soll hier gegeben werden.

Lichtbilder¹⁾ und Zeichnungen finden sich sehr reichlich und gut bei Frech und Geyer (l. c.), außerdem bei

Geyer G. Die Karnische Hauptkette der Südalpen. Geolog. Charakterbilder, 9. Heft, Berlin 1911.

In vorstehenden Tabellen sind die Angaben der genannten sechs Geologen über die betrachteten zwei Profile zusammengestellt, bei jedem mit der von ihm gewählten Bezifferung seines Profils, nach der die ausführliche Beschreibung im Original leicht gefunden werden kann, geordnet und parallelisiert mit meinen detaillierteren Profilen.

Anmerkungen zur Tabelle.

Die kleinen Frakturbuchstaben in der 1. und 14. Spalte sind die Ordnungszahlen meiner Profile (siehe oben). Die 2. Spalte bringt eine Deutung der Stratigraphie und Tektonik, die Pfeile bedeuten normales Fortschreiten in einer Schichtfolge vom älteren zum jüngeren. Die übrigen Spalten bringen die von den betreffenden Autoren publizierten Profile mit ihren eigenen Ordnungsziffern und Buchstaben. Bei Spitz ist seine tektonische Deutung (l. c., S. 305 ff.) eingetragen. Das Profil über Wolayerpaß—Casera Pian das Buses ist unter Vinassa 1908 ohne weiteres in die des Seekopfes eingereiht. Im einzelnen ist noch zu bemerken:

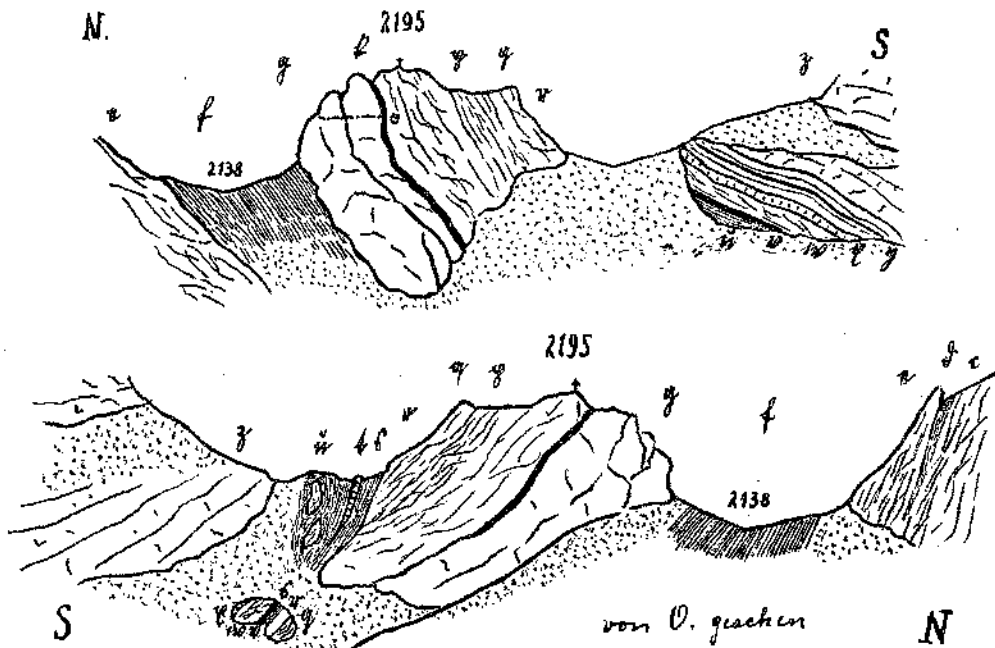
1. Die tektonische Mischzone des südlichen Törls wurde so ins Profil eingetragen, wie sie sich etwa längs der Kammlinie darstellt, mit Ergänzung durch die Aufschlüsse im W. Alles einzutragen, wäre für den Zweck der Tabelle — Vergleichung mit den älteren Profilen — ohne Nutzen.

2. Die tektonische Deutung von Spalte 2 (für Valentintörl) stützt sich neben der Annahme, daß der Eisenkalk zutiefst in der Serie läge,

¹⁾ Eine Ansicht des Seekopfes (als Diapositiv erhältlich) gibt W. Paulcke in „Geologische Lichtbilder, herausgegeben von der geologischen Vereinigung“. Geolog. Rundsch. I. 1910, S. 345, Taf. VI. (Erläuterung allerdings verbesserungsbedürftig.)

hauptsächlich darauf, daß die Krinoidenkalke (h, l) Wiederholung der Megaera-Schichten seien. Sie sind zwar etwas weniger eisenschüssig als t und g, aber im Gestein doch sehr ähnlich; l führt auch dieselben kleinen Orthozeren, die in t fast häufiger als die Brachiopoden sind. (Weitere Fossilauflistung wäre da aussichtsvoll — aber etwas mühsam). Es mag befremden, daß gerade die Megaeraschicht sich so schnell im Profil wiederholt (in Abstand von 10 m), aber es bleibt kein Zweifel, daß man im Profil zurückklettern muß, wenn man von dem Postenstand (Fossilfund!) rechts draußen an der Rippe zur Schicht f kommen will, längs der eine Rinne den Aufstieg zur Scharte N. vom Gipfelblock 2195 vermittelt.

Valentin-Törl — von W gesehen.



3. Ob und in welchem Ausmaß die Zone der Rauchkofelböden Karbon ist, will ich hier offen lassen.

4. Geyer kannte, „daß vielfach Längs- und Querstörungen das Normalmäßige dieses Profils beeinträchtigen“, besonders zwischen südlichen Törl und Valentinkar (Führer, S. 33). Er versuchte ihren Einfluß aber zu eliminieren, und gibt daher hier als normales Profilglied nur die Sandsteine, Grauwacken und Tonschiefer.

5. Aus demselben Grund hat wohl Geyer auch die „zungenförmige Ineinanderquetschung von Schiefeln und Kalken“ in der Klammer oberem Törl (l. c., S. 29) nicht ins Profil aufgenommen. In unsere Darstellung der Schuppen müssen wir diese Schieferzunge natürlich aufnehmen.

6. Frechs „Eisenoolith mit Quarzkörnern“ (l. c., S. 228) ist entweder silurischer Eisenkalk oder ein eisenschüssiger Sandstein des Karbon.

7. Frech schreibt (Karn. Alp., S. 228): „6 b. . . Tonschiefer, in der Mitte eine 2 m mächtige Bank von Kieselschiefer“. Silur-Lydit hat hier

kein zweiter Beobachter anstehend gesehen, wohl aber auf zweiter Lagerstätte, als Kieselschieferbreccie (Spitz, l. c., S. 281), das ist als Karbon!

8. Über die Schichten mit *Tornoceras inexpectatum* und über ihren mutmaßlichen Zusammenhang mit den von Spitz im gleichen Zug entdeckten f_2 -Klippenblöcken ausführlich später (vgl. S. 261).

9. Hier kann ich Frechs Angaben (l. c., S. 225, Nr. 1 und 2 sowie Profil IV, S. 76) mit der Wirklichkeit gar nicht mehr in Einklang bringen. (Vgl. dagegen Spitz, besondere S. 311, Fig. 1.)

10. Spitz' Beschreibung des südlichen Törl (S. 308, Profil und Karte) ist schwer zu deuten. In den unglückseligen Kautschukbegriff „bunte Grauwacken“ scheint Silur (Eisenkalk usw.) und Karbon (Sandstein) hineingestopft zu sein. Die „massige Bank“, die auch hier mit h bezeichnet, aber gar nicht „h.ell“ sondern „durch Eisenoxyd gelbbraun gefärbt ist“ (l. c., S. 291) suche ich in der obersten Linse, die in den Tonschiefer u eingeknetet ist, die nach ihrem Gestein allerdings nicht mit der „hellen Bank“ g (Devon, f_2) übereinstimmt, sondern mit den daneben anstehenden grauen, gelbbraun anwitternden Netzkalken. In der Ostseite des Törls ist diese Linse als Felsköpfl aufgeschlossen, sie reicht aber nicht bis in die Kammlinie hinauf, sondern es legt sich der schwarze Schiefer oben gewölbeförmig darüber. Daß die Brachiopodenbank zweimal vorkommt, stimmt zu meinem Befund und danach habe ich das in der Karte dargestellte Profil eingeordnet. Auf die Einzelheiten der Profile auf S. 308 einzugehen, ist kein Platz, hier ist nur anzumerken, daß ich die Parallelisierung unter ihnen für verfehlt halte.

11. Der graugelbe Netzkalk kommt im Profilgrat nicht vor, aber in der 1. Nase im W desselben beobachtete Spitz (S. 308): (von oben nach unten).

Schiefer	$m_x - w$	} (vgl. Anmerkung 17).
gelbe Netzkalke	$w - b$	
Schiefer	g	
gelbe, rotgelbe Netzkalke	r, q, p, m	

12. Für den „dolomitischen Kalk“, weißlich, kompakt kann ich eigentlich nirgends eine sichere Parallele finden; vorläufig schließe ich ihn den Megaera-Schiefer an.

13. Die rötlichgrauen Netzkalke mit *Tornoceras* können der ganzen Lage nach nur mit m_x oder w parallelisiert werden (vgl. Anmerkung 14 und 17).

14. Die braunen und gelblichen Schiefer und Sandsteine bei Casera Pian des Buses folgen im Hangenden des Netzkalkzuges der Paßhöhe, sind somit Äquivalente des Karbonzuges g . Wem Heritsch in seinem Referat (Neues Jahrbuch 1915/II, S. 233) dazu anmerkte, „jetzt als Caradoc bestimmt“, so war das darauf gestützt, daß Vinassa 1914 die Karbonzone — als übergreifend — ganz aus dem Schuppenprofil entfernt hatte. Da das nicht zutrifft (vgl. Anmerkung 15 und S. 264) so ist die hier gegebene Gleichstellung wahrscheinlicher.

15. Vinassas Ansicht, daß die Karbonzone g nicht ins Profil gehört, ist später ausführlich zu besprechen (S. 263 ff.).

16. In „rostigen Sandsteinplatten“ der unteren Hälfte der Schichtgruppe β fand Geyer einige jener schlecht erhaltenen Pflanzenstengeln, um die in der karnischen Geologie so viel gestritten worden ist. (Geyer G. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt 1897, S. 247 und 1906, S. 241; Spitz Mitt. Wr. geol. Ges. II 1909, S. 320.) Heute wird man *sine ira et studio* die fraglichen Pflanzenreste für gewöhnliche Kalamiten und als Beleg für Karbon im allgemeinen gelten lassen.

17. In dieser Schicht fand Stache außerdem (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1884, S. 337)

Cyphaspis cf. Halli und *cf. Beaumonti*

Pentamerus cf. pelagicus

Rhynchonella Niobe

Atrypa obolina

Diese Faunula deutet auf Obersilur.

18. Die sandigen Schiefer m , die im Seekopfprofil unter den auffälligen roten Kalkschiefern liegen, sind nur angewittert braun, (Geyer nennt sie „gelbgrau oder grünlich“); der unverwitterte Kern der Bänke erinnert etwas an den grauen, gelb anwitternden Netzkalk oder gar an den Eisenkalk. Leider sind heute die tieferen Bänke von m überschüttet und unzugänglich. Durch die Sprengungen ist dieser Teil des Aufschlusses schlechter geworden als vor dem Krieg.

Allgemeinere Bemerkungen zu den Wolayerprofilen.

Die Gesteinstypen des Wolayergebietes können — wie dies die meisten Autoren tun — mit den auch sonst im Paläozoikum vorkommenden Faziesbildungen identifiziert werden, so das Devon mit den Riffkalken von Konjeprus, die Silur-„Netzkalke“ — wie man diese Knollenkalke nennt, wegen der netzförmigen Zeichnung, die an der Oberfläche herauswittert — mit Kramenzelkalken (Frech) usf. Doch ist der auffallend jugendliche Habitus vieler Gesteine hervorzuheben: viele Netzkalke sind ohne weiteres zu vergleichen mit Cephalopodenknollenkalken des alpinen Jura, ja sogar aus der Lage m_x am Seekopf bekommt man Typen, die ebenso gut aus der Scaglia von SW-Tirol stammen könnten, und gewisse devonische Gesteine sind von mesozoischen Riffkalken (Trias, Jura) nicht zu unterscheiden. Ferner, die einzelnen Typen sind in ihrer spezifischen Ausprägung gewiß sehr verschieden, aber es gibt reichlich vermittelnde Zwischenformen; sieht man von einzelnen Sprüngen und Rekurrenzen ab, so kann man im großen die stratigraphische Folge der Schichten ansehen als eine Evolution des Sedimentes, bei der mit der Zeit der Gehalt an Tonerde, Eisen, Kohlenstoff geringer, der Anteil reinen Kalkes dagegen größer wird. Die ältesten Schichten dürften die schwarzen, ockerig überkrusteten, z. T. kalkigen Schiefer mit Trilobiten (am Rauchkofel, siehe Heritsch II) sein. Wahrscheinlich sind auch Spitz' „Tonflaserkalke“ (S. 283, 284) hierher zu rechnen, wenigstens zum Teil. Die nächsthöhere Gruppe sind die „Eisenkalke“, grau bis schwarz, außen tiefbraun anrostend, immerhin doch schon mit entschiedenerer Vorherrschaft des Kalkes. Fauna vorherrschend

Cephalopoden. Anzuschließen dürfte hier ein Teil von Spitz „blauschwarzen Plattenkalken“ (S. 288) sein, wenn schon deren Hauptmasse an die Basis des Devon gehört. Aber die Plattenkalke f vom Seekopfsockel können weder nach Fauna (Anmerkung 17 zur Tabelle) noch nach Lagerung zu f₁ gehören, und ähnliches würde ich von f und n am Valentintörl vermuten sowie von den Plattenkalken im Rauchkofelgipfelbau.¹⁾ Die folgenden „Netzkalke“ sind bereits ziemlich reiner Kalk, mäßiger Fe-Gehalt drückt sich in mehr minder lebhaft roter Färbung aus oder er konzentriert sich (durch Adsorption?) auf die tonigen Flasern und Häute zwischen den Kalknollen; angewittert graugelb, braun genetzt. Den Übergang zum Devon bezeichnet ein Wechsel im Charakter der Fauna und ein Rückschlag in der Entwicklung des Sedimentes. Die Cephalopoden treten zurück; schon in den oberen Netzkalken treten Krinoiden auf. Die Megaera-Schichten sind aber stellenweise reine Krinoidenbreccie, danach sind vorwiegend die Brachiopoden, allerdings sind auch die Orthozeren noch ziemlich reichlich vertreten. Sie sind schwarz bis dunkelgrau und rosten heftig an, sind also wahrscheinlich viel mehr verunreinigt als die liegenden Netzkalke; das dürfte auch noch für die folgenden Schichten der Devonbasis, die f₁-Plattenkalke, schwarz, mit Mergelzwischenlagen, gelten, erst in der Wechsellagerung, mit der diese in die hangenden reinen f₂-Riffkalke übergehen,²⁾ kommt die ursprüngliche Entwicklungstendenz der Sedimentation wieder zum Durchbruch. Die beiden Zonen f und s, grauschwarze Tonschiefer und Sandsteine mit Lydit- und Kieseltrümmerlagen,³⁾ gehören nicht in diese Lokalserie des Altpaläozoikums, sondern sind als Karbon anzusprechen. Zone s, deren tektonische Stellung bedenklicher ist, hat gerade hier Kalamiten geliefert (Anmerkung 16 zur Tabelle); Zone f, aus der hier kein Fund bekannt geworden,⁴⁾ ist das tektonische Äquivalent der Angertalschieferzone, aus der Ost von der Plöcken Karbonfossilien angegeben worden sind.

Die frühere Deutung dieser Schieferzonen als Silur brachte folgende Schwierigkeit mit sich: Was an Altpaläozoikum paläontologisch gesichert ist, sind pelagische, küstenferne Bildungen (selbst für die „Cardiola-Plattenkalke“ und das Caradoc des Uggwa-Grabens möchte ich das

¹⁾ Über diese unteren Plattenkalke, das „Cardiola-Niveau“ Geyers, vgl. Spitz, S. 286.

²⁾ Spitz, S. 289 und Spitz A. Die Gastropoden des karnischen Unterdevon. Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Orientes. Bd. XX, 1907. 115—190.

³⁾ Die Lydittrümmer sind meist eckig, höchstens kantengerundet; splitteriger und nur auf kürzerem Weg transportiert als die stets gut gerundeten Gangquarzgerölle; denn der Lydit stammt aus dem tieferen Silur der Karnischen Alpen selbst (das also im Karbon bereits teilweise der Erosion anheimfiel), der Quarz aus der Zentralzone. Daher besteht kein grundsätzlicher Unterschied in der Entstehung zwischen „Lyditbreccie“ und „Quarzkonglomerat“.

⁴⁾ Man könnte hier den Quarzglimmerporphyrit anführen, der am Hüttenweg 400 m westlich vom Wolayersee ansteht, weil diese basischen Gesteine in den Karnischen Alpen häufig mit dem Karbon verbunden sind. Aber seine Lagerung ist zu unklar. Wenn Spitz (S. 290) sagt, daß er „innerhalb der Tonschiefer auftritt“, behauptet er eigentlich schon zu viel. Er kommt in einem Terrain vor, wo in spärlichen Aufschlüssen nur Tonschiefer festgestellt sind, aber der Verband mit irgendeinem Nebengestein ist nicht festzustellen.

behaupten) und dazu passen grobklastische Schichten mit Landpflanzen nicht gut. Nunmehr, da dieses störende Element ausgeschieden, ist das Bild unserer Lokalerie einheitlich und wäre leicht als Geschichte eines Meeresraumes zu deuten. Natürlich, mit dem „Gesetz von der Korrelation der Fazies“ allein dürfte man bei der Gliederung der Schichtfolge nicht arbeiten, aber wenn die anderweitig gewonnenen Ergebnisse mit jener Regel übereinstimmen, so ist das eine erfreuliche Bekräftigung.

Zur Gesteinsbeschreibung ist auch noch zu erwähnen, daß die Gesteine des Wolayergebietes tektonisch nicht verändert sind (von Kleinigkeiten abgesehen, vgl. Profil A, p und B, r). Dabei sind alle Gesteine dieser Schichtfolge für tektonische Beanspruchung ungemein empfänglich und gehen leicht in die halbmetamorphe „Bänderkalkfazies“ über. So treffen wir diese in der Zone Mauthneralpe—Moos- und Gamskofel—mittleres Wolayerthal, deren Metamorphose ihren Grund in einer großen Diagonalstörung hat, in einem Ausläufer der Suganerlinie.¹⁾ Die Gesteine des Triassporne, der als Markstein dieser Querstörung in Val Bordaglia so eigenartig eingeklemmt ist,²⁾ sind aber gar nicht so arg verändert. Da ihre Beanspruchung kaum geringer war, als die des an der gleichen Bewegungsbahn gelegenen Paläozoikums, so kann das nur daran liegen, daß letztere leichter umformbar sind.

Was wir von der Entwicklung und Folge der Faunen in unseren Profilen wissen, befriedigt noch gar nicht. Frech hatte das Obersilur, gerade der Wolayerprofile, in sechs durch Leitfossilien gekennzeichnete Zonen gegliedert.³⁾ Sobald man erkannte, daß hier nicht eine einfache Schichtfolge vorliegt, sondern wiederholte Schuppen, war dieser Gliederung die Grundlage entzogen.⁴⁾ Aber auch ohne dem wäre sie durch die weite Vertikalverbreitung vieler sogenannter Zonenfossilien ins Wanken gekommen. So galt *Cardiola interrupta* als Leitfossil einer der tiefsten Zonen des Valentintörlprofils (Nr. 2 bei Geyer).⁵⁾ aber sie geht bis zur Devongrenze hinauf und ist in den Megaera-Schichten anscheinend nicht so selten, denn sie wurde dort schon mehrfach festgestellt.⁶⁾ *Orthoceras potens*, das Leitfossil der Eisenkalke (Nr. 1 bei Geyer),⁷⁾ fand Vinassa

1) Schwinner R. Dinariden und Alpen. Geolog. Rundsch. Bd. VI. 1915, S. 5.

2) Vgl. hierzu die Karte von Geyer, welche die Verhältnisse dieser verwickelten Gegend recht gut gibt. Die Darstellung von Frech (Karnische Alpen, S. 105—107 mit 3 Figuren) ist hier viel ungenauer.

3) Frech (K. A., S. 223 u. 247): a) Schichten mit *Diplograptus*; b) Zone des *Orthoceras potens*; c) Zone des *Orthoceras alticola*; d) Zone des *Orthoceras Richteri* — irrig ins Devon gestellt — e) Zone des *Tornoceras inexpectatum*; f) Zone des *Rhynchonella Megaera*.

4) Es ist ein beachtenswertes Beispiel für das Beharrungsvermögen einmal festgelegter Gedankengänge, daß Spitz diese selbstverständliche Folgerung aus seinen (richtigen) tektonischen Anschauungen nicht gezogen hat, sondern es für zweckmäßig hielt, an Frechs Zonen festzuhalten (S. 285); nur mit kleinen Verbesserungen (S. 286, 303).

5) Geyer (Führer) S. 28. Spitz S. 286.

6) Scupin H. Das Devon der Ostalpen IV. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1906, S. 305 (in Aufsammlungen von Spitz), Geyer G. in C. R. IX. Intern. Geol. Kongr. 2. Teil, S. 886 (Fund von W. Paulcke, auch die Exkursion des Geol. Instituts der Universität Graz (Juli 1924) hat sie in den Megaera-Schichten des Valentintörls gefunden.

7) Geyer (Führer), S. 26, Spitz, S. 286.

de Regny in B, v: d. i. im Hangende der „Zone des *Orthoceras alticola*“;¹⁾ und wie zum Ausgleich geht letzteres Zonenfossil — das übrigens auch in den Megaera-Schichten nicht fehlt — hinunter bis in die Eisenkalke.²⁾ Überhaupt ist von den aus den beiden Zonen des *Orthoceras potens* und des *Orthoceras alticola* angegebenen Formen der größere Teil beiden gemeinsam,³⁾ und wenn der faunistische Abstand der „Megaera-Zone“ viel größer ist, so kann man kaum auseinanderhalten, was auf die Rechnung des Altersunterschiedes kommt und was auf die geänderte Fazies zu schieben ist. Vorläufig ist also der Altersunterschied der Glieder unseres Obersilurprofils paläontologisch nicht zu erfassen.⁴⁾

Nach Vinassa de Regny würden die Schichten w und w_x am Seekopf auch aus unserer Obersilurserie herausfallen und ins Caradoc zu stellen sein;⁵⁾ aber der paläontologische Nachweis scheint nicht völlig sicher. Auch ist es merkwürdig, daß diese Schiefer mit *Orthis sp. ind.* gegen W an graue Netzkalke anzuschließen scheinen (Anmerkung 11 und 17 zur Tabelle) und in der östlichen Fortsetzung nur dem Netzkalk mit *Tornoceros sp.* im Wolayerpaßprofil gleichgestellt werden können. In einer vielgeschuppten Zone, wie hier, ist manches möglich, also auch eine ganz vereinzelt Caradocschuppe, aber eine weitere Klärung der hier gegebenen Bedenken (zu denen noch solche tektonischer Art kommen, wäre wünschenswert.

Gut und endgültig begründet ist die Abgrenzung von Silur und Devon ober den Schichten mit *Rhynchonella Megaera*; sie verläuft in einem Komplex von ungefähr gleichbleibender Fazies, und daher muß einem Wechsel der Formen in einer Tiergesellschaft von gleichem Charakter (Krinoiden und Brachiopoden) ein reeller Altersunterschied entsprechen. Ebenso scheint der Nachweis schlüssig, daß die Bank g im Seekopfsockel die Fauna der tieferen Riffkalke der Kellerwand führt (f₂);⁶⁾ das

1) Vinassa de Regny P. Boll. Soc. geol. It. 1908, S. 547, Nr. 5, vgl. dazu Spitz S. 309.

2) Spitz S. 286.

3) Gortani M. c. P. Vinassa de Regny: Fossili neosilurici del Pizzo di Timau e del Pal nell'Alta Carnia. Mem. Acad. Bologna. Ser. VI. vol. 6, Mai 1909, S. 211 ff.

4) Der schroffen Formulierung bei Vinassa und Gortani kann ich nicht zustimmen, weil man sie dahin mißverstehen könnte, daß die vier Faziesgebilde des Neosilurico einander regellos vertreten könnten, bzw. jedes das ganze Obersilur repräsentieren. Tatsächlich liegt aber nur ein Mangel in unserm Meßapparat vor: Die Schichten, die übereinander liegen, sind natürlich verschieden alt, und die Fazies folgen ziemlich regelmäßig übereinander. Wenn z. B. jemand eine Serie angäbe: 1. Megaera-Schichten, 2. Orthocerenkalk, 3. Schiefer mit *Monograptus*, 4. Devonriffkalk, so würde ich unbedenken sagen: 1—3 liegen invers, zwischen 3 und 4 geht eine Schubfläche durch; obwohl man den Altersunterschied zwischen 1, 2, 3 paläontologisch nicht definieren kann, besteht er doch in der Natur.

5) Vinassa de Regny P. Fossili ordoviciani del Capolago (Seekopf) presso il Passo di Volaja (Alpi Carniche). Paleontografica Ital. XXI 1915, S. 97—115. Die Bryozoen und die Gastropoden sind ohne stratigraphische Bedeutung. Und die Brachiopoden? Man sehe tav. XIII. Fig. 13 und S. 110. „un esemplare incompleto che ho fatto figurare completandolo“ [!] Wenn das das Beste ist! Die schlechtesten Fossilien bildet man doch nicht ab?

6) Gortani M. Contribuzioni allo studio del Paleozoico Carnico. V. Fossili eoddevonici della base del Capolago (Seekopfsockel). Paleontograf. It. XXI 1915, S. 117 bis 188. Sehr lehrreich ist es, Staches kleine Fossilliste (Zeitschr. deutsch. geol.

gilt nun auch als Altersnachweis für das entsprechende Glied am Valentin-törl (g) und vielleicht auch für den hellen Kalkzug am Südrand der Raubkofelböden (b).

Hier möchte ich ferner eine Vermutung zur Diskussion stellen, die mir beim Zusammenstellen betreff Frechs vielbesprochener Zone des *Tornoceras inexpectatum* aufgestiegen ist. Der Fund Frechs — der leider der einzige geblieben ist — stammt aus 5b = e, das ist sicher. Er braucht aber nicht unmittelbar aus der Profillinie zu stammen; denn Frech gibt hier eine Art Sammelprofil und auch nach dem Wortlaut von S. 227 kann „das ganze Nordgehänge des Tales vom Törl bis zum Wolayersee“ in Frage kommen. Geyer sieht diesen ganzen Netzkalkzug für Frechs Goniatitenlager an und glaubt, denselben Horizont in den roten Netzkalken, südlich vom Wolayerpaß, d. i. Vinassas Nr. 3 = B, p wiederzufinden.¹⁾ Frechs Goniatiten stammen aus grauem Kalk (u. zw. alle aus einem Block), wie ausdrücklich mehrmals angegeben in Frech F. „Über devonische Ammoneen“ (Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung., Bd. XIV, 1902, S. 68). Ebendort steht allerdings auch einmal: grauer Kramenzelkalk; doch nehme ich das nicht so schwer; es liegt in der Sache, daß der Ausdruck „Kramenzel“ bei schnellem Schreiben auch ohne weiteres in die Feder fließen könnte — und Frech hat manchmal schnell geschrieben. Nun ist daran zu erinnern, daß Spitz „in den Schiefern zwischen I und II“ (= b) große Blöcke von Rifkalk gefunden hat (S. 305—306), aus denen Scupin (ZDG. 1906, S. 213) bestimmte:

- | | | |
|---|---|-----------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> * <i>Rhynchonella postmodica</i> Scup. * <i>Karpinskia Tschernyschewi</i> Scup. <i>Retzia Haidingeri</i> Barr. * <i>Spirifer togatus</i> Barr. | } | (* diese nach Gortani auch in g.) |
|---|---|-----------------------------------|

Diese Blöcke scheinen also Reste einer Devonbank zu sein, die ursprünglich im Liegenden von Netzkalkzug II ebenso vorhanden gewesen, wie jetzt noch im Liegenden von I. und III. Frechs Goniatitenblock könnte nun von genau derselben Herkunft sein. Läge aber diese Fauna im Unterdevon, so hätten offenbar die Biostratigraphen viel weniger Mühe mit ihr;²⁾ und das wäre einer neuerlichen Nachsuche wert, bei der man sich natürlich an die obere Kante von e halten müßte.

Die Mächtigkeiten sind in solchen Schuppenzonen kaum genau zu ermitteln, aber da es an ziffermäßigen Angaben in der karnischen Stratigraphie stark mangelt, mögen auch beiläufige Schätzungen einigen

Ges. 1884, S. 334) daneben zu halten. Es mahnt zur Vorsicht, wenn man sieht, wie aus dem zweifellos ganz gleichen Material ein so verschiedener Horizont abgeleitet werden konnte: e₂ statt f₂. Frech wieder hat Staches Angaben über die „weiße Kalklage“ mißverstanden (K. A., S. 224.), was schon Spitz (S. 291) richtiggestellt hat.

¹⁾ Geyer G. (Führer), S. 21, 29, 33.

²⁾ Vgl. Schindewolf O. H. Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1921. S. 186 und Scupin H. der geologische Wert der Leitfossilien. Centralbl. f. Mineral. etc. 1923, S. 377, übrigens auch Scupin H. Devon der Ostalpen IV. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1906, S. 305.

Nutzen haben. Devon haben wir mindestens 800 m.¹⁾ Für die Megaeraschichten südlich vom Wolayerpaß gibt Vinassa de Regny bis 50 m an; sonst sind es sicher nur wenige Meter (2—3 vielleicht), wenn sie überhaupt nachweisbar sind. Graue Netzkalke haben in den Profilen nie über 10 m, rote Netzkalke und Kalkschiefer stellenweise 35—40 m, der Eisenkalk ist wieder gering mächtig (bis 5 m vielleicht). Wieviel von den schwarzen Schiefeln am Rauchkofel (a) zum Silur gehört, wage ich nicht zu entscheiden. Alles in allem dürfte hier das ganze Obersilur wenig über 50—60 m mächtig sein.

Die ja tatsächlich augenfälligen Faziesunterschiede im Streichen hat Spitz durch die Abgrenzung einer Plöckener und einer Wolayer Fazies darzustellen versucht;²⁾ unter falschen Voraussetzungen allerdings, wie wir heute wissen: weswegen seine Angaben schwer zu benutzen sind. Spitz stellte unter anderm fest, daß die tiefste Abteilung des Devon, die schwarzen Kalke und Mergel mit der f_1 -Gastropodenfauna, in Osten des Kellerwandzuges (Cellonterrasse z. B.) gut entwickelt, gegen W durch helle Bänke von Typus der f_2 -Riffkalke verdrängt werden, indem diese sich in die oberen Schichten des Komplexes einschalten und dann gegen W so an Mächtigkeit zunehmen, daß die schwarze Zwischenlage verschwindet. Diese seitliche Verzahnung beweist, daß die f_1 - und die f_2 -Fazies im untersten Devon einander zeitlich zum Teil übergreifen.

Die Mächtigkeit des ganzen Devon nimmt gegen O stark ab. Schon im Cellonkofel können die 800 m der Kellerwand nicht mehr untergebracht werden, im Freikofel ist aber zwischen den Netzkalken von Mga. Pal piccolo und dem Karbon des Angertales nicht viel über $\frac{1}{2}$ km Horizontalabstand. Rechnen wir mit 45° Nordfallen (was im Durchschnitt zu steil ist) so gibt das kaum 400 m Mächtigkeit. Allerdings besteht hier Verdacht auf tektonische Reduktion, Störungen sind in der Pal-Antiklinale ja vorhanden; in der Scharte zwischen Pal grande und \odot 1709 (Kuppe östlich unmittelbar neben dem Freikofel) fand ich sogar Fetzen von schwarzen Schiefeln und Sandstein (Karbon) im Devonkalk eingeklemmt,³⁾ allerdings wie es scheint, auf zirka nord-südlich streichenden Blättern, was die Mächtigkeiten nicht fälschen würde. Die nördlich gelegene Polinig-Gruppe scheint der Devonentwicklung im Kellerwandzug sich in abgeschwächter Form anzuschließen, die dunkle Mergelzone an der Basis

1) Geyer G. (Führer), S. 23.

2) In der Kartenlegende von Spitz (Mitt. Wr. geol. Ges. II.) setze man: unter Wolayer Fazies h, helle massige Bank = Devon (ausgenommen Zug III im südlichen Törl). lege die Orhozerenkalke n, r, b zusammen, und teile die bunten kalkigen Grauwacken b s auf e und Karbon auf. S ist zum größten Teil Karbon, nur die Schiefer zwischen den Tonflaserkalken t und dem Eisenkalk e, deren von der Hauptmasse der Schiefer abweichende Beschaffenheit Spitz (S. 284) aufgefallen ist, dürften silurisch sein. Mit diesen Umnumerierungen dürfte wohl das meiste ins Lot gebracht sein und die äußerst sorgfältig aufgenommene Karte wieder verwendungsbereit.

3) Diese kleinen Vorkommen sind in Laufgräben der alten italienischen Stellung aufgeschürft, aber gleich wieder mit Kalkschutt überschüttet worden, ihre Lagerung erscheint daher nicht völlig klar. Bemerken will ich aber, daß so viel sicher zu erkennen ist, daß diese Fetzen nicht transgressiv oben drauf liegen.

des Riffkalkes ist ständig vorhanden, aber nicht sehr mächtig, die Gesamtmächtigkeit des Devon dürfte geringer als in der Kellerwand sein (die gewaltige Polinig-Nordwand zeigt sie mehrmals übereinander) aber größer als im Palzug.

In einer Schichtfolge, die so viele Kennzeichen darbietet wie das bunte Obersilur, sollten die Faziesveränderungen leicht zu verfolgen sein. Aber eben deswegen bieten die noch recht spärlichen diesbezüglichen Angaben das verwirrende Bild eines regellosen Durcheinanders. Unnötig zu bemerken, daß in der Natur eine solche Unordnung nicht besteht; aber es fehlen uns vorläufig die Anhaltspunkte, alle diese kleinen Faziesübergänge zu erkennen und aus ihnen ein geschlossenes Bild der Verhältnisse in den Sedimentationsräumen zu gewinnen. Kaum daß wir einige grobe Züge erkennen können. So liegen von den Netzkalken meist die grauen unten, die roten oben,¹⁾ so noch im Polinizug; aber in den Wolayerprofilen folgt über dem roten wieder grauer Netzkalk, oft besser ausgebildet als der liegende; tektonische Wiederholung kann das nicht immer sein. Die lichten, „blutroten“, „pfirsichblütenroten“ Netzkalke vom Wolayersee finden sich noch in der Talstufe unter Plöckenalm (Plöckenterrasse Spitz), im Polinig usw., aber knapp nördlich und südlich von diesem Strich kommen sie nicht vor; sind sie sowohl im Rauchkofelgipfelbau als in der Cellonterrasse tektonisch unterdrückt oder durch braune, dunkle Eisenkalke vertreten?

Was die Lagerung der Schichten in unseren Wolayerprofilen betrifft, so ist der Widerspruch aufzuklären, der zwischen den Angaben von Vinassa de Regay und denen aller anderen Autoren besteht. Letztere geben an, daß alle Schichten ungefähr gleich, und zwar mittelsteil gegen Süd einfallen, sei es nun als normale Schichtfolge, oder als isoklinales Schuppenpaket. Vinassa de Regny sagt aber:²⁾ „Auf V und VI ausgebreitet finden sich dunkle Tonschiefer, Grauwacken und Breccien. Von der Ferne aus gesehen, scheinen diese Schiefer usw., als regelmäßig eingefaltet . . . Das ist aber nur ein trügerisches Aussehen. Man sieht eben, wenn man Schritt für Schritt den Grat begeht, daß dieser dunkle Komplex, welcher identisch ist mit jenem am Ufer des Sees, transgredierend über die rötlichen Sandsteine und Kalke gebreitet ist, welche hie und da aus dieser Hülle herausragen.“ Auf diese klare Beschreibung folgt ein dunkler Nachsatz: „Da aber die ganze Serie einer postkarbonischen Faltung unterworfen war, so sind diese dunklen Schiefer und Grauwacken mitgefaltet,³⁾ nicht aber in die Kalke eingefaltet.“ Auf „postkarbone Faltung“ usw. will ich hier nicht eingehen; es kann sich doch fürs erste nur darum handeln, wie diese gewissen Schiefer heute wirklich liegen; daher will ich mich nur an den ersten, rein beschreibenden Absatz halten, und an die Zeichnung,

¹⁾ Vgl. Vinassa de Regny P. et M. Gortani. Le paléozoïque des Alpes Carniques. Compte rendu du XI^e Congr. géol. Intern. Stockholm 1910. S. 1011. Für Wolayergebiet dagegen vgl. Spitz, S. 292/93.

²⁾ Vinassa de Regny P., Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1914, S. 54, oben.

³⁾ Vom Autor selbst gesperrt.

welche ihn zu erläutern bestimmt ist. Und da muß ich nach zweimaliger Prüfung (1914 und 1924) feststellen, daß die Darstellung von Vinassa de Regny unrichtig ist, sowohl die Beschreibung als die Zeichnung.

Die dunklen Tonschiefer, Sandsteine und Grauwacken (B, §) liegen parallel zu den Netzkalken unter ihnen und den Kalkschiefern ober ihnen, d. h. mittelsteil südabfallend; Streichen und Fallen schwankt in mäßigem Spielraum, nicht mehr als sonst in dieser Isoklinalserie vorkommt, weniger z. B. als in den Kalkschiefern ρ am Valentintörl. Die Abgrenzung gegen die Nebengesteinskomplexe entspricht dem, daß die Schiefer § als isoklinal durchstreichendes Paket zwischen den Netzkalken τ unten und den Kalkschiefern ω oben liegt. Vinassas Profil zeichnet zwischen V und VI eine merkwürdig gewellte Linie, welche eine dünne transgredierende Hülle, die nur auf der Gratschneide erhalten ist, von der Unterlage abgrenzen soll. An Ort und Stelle ist gar nichts von dieser Art zu sehen. Im Gegenteil! Gegen W setzt der Grat in einer Steilwand ab, da müßte eine derart transgressiv überdeckte (und zwar nach der Zeichnung ganz dünn überdeckte) Unterlage zu allererst „aus der Hülle herausragen“. Steigt man hier ab (bei einiger Vorsicht nicht gerade schwer), so sieht man, daß die Tonschiefer usw. in gleichbleibendem Fallen einen überall gleich breiten Streifen bilden, innerhalb dessen in der völlig aufgeschlossenen Bratschenwand von mehr als 100 m Höhe weder die angeblich transgredierte Unterlage, noch überhaupt irgendwelche Durchragungen fremder Gesteine zu sehen sind. Die Ostseite des Grates ist weniger überzeugend, weil da der Schutt bis nahe an den Grat hinaufreicht. Doch scheint mir, daß die Schiefer und Sandsteine bei Casera Pian des Buses nichts anderes als die Fortsetzung der Zone § sein können, und diese liegen nach der Beschreibung¹⁾ ganz gewöhnlich im Schichtpaket mitten drin. Der Irrtum, daß Schichten der Unterlage durch die transgredierende Tonschieferhülle durchstechen, ist vielleicht zurückzuführen auf die Verwechslung eines karbonischen Sandsteines, von dem ja Lagen den Tonschiefern stratigraphisch eingeschaltet sind mit den sandigen Schiefen ω . Die klastischen Lagen im Karbon keilen manchmal schnell aus und können dadurch den Eindruck erwecken, als ob stellenweise eine fremde Unterlage durchstäche. Der breite Aufschluß der Westwand zeigt gute Beispiele derart kurz abschneidender Konglomeratschmitzen, auch daß ich die klastischen Gesteine der tieferen Lagen von §, die mir von der Ostseite her bekannt waren, am Westfuß nicht wiederfinden konnte, möchte ich einfach auf stratigraphisches Auskeilen zurückführen; übrigens ohne die Möglichkeit einer tektonischen Ursache dieser Unregelmäßigkeit in Abrede stellen zu wollen. Ohne einige Gewalttätigkeit kann das Karbon nicht in seine heutige Lage gekommen sein, auch zeigt der liegende Netzkalk mechanische Beanspruchung. Schließlich, wie das immer zustande gekommen sein mag, heute liegen die Schichten des Karbon ungefähr konkordant

¹⁾ Vinassa de Regny P., Fauna dei calcari con „Rhynchonella Megaera“ pel Passo di Volaja. Boll. Soc. geol. Ital., vol. XXVII. 1908. S. 548—549.

zwischen denen des Silur,*) der nördliche sowohl wie der südliche Karbonzug, am Seekopf und am Valentintörl, genau so wie alle Beobachter von Stache bis Spitz es beschrieben haben. Über ursprüngliche Konkordanz oder Diskordanz ist in dieser schön isoklinal eingeschichteten Schuppenzone nicht zu entscheiden. Ob man das nun besser „mitgefaltet“ oder „eingefaltet“ nennen soll? Nach dem allgemeinen Sprachgebrauch ist das Karbon unbedingt als eingefaltet zu bezeichnen. Man wird aber vielleicht besser tun, überhaupt nicht viel von Faltung zu sprechen, da man im Wolayergebiet Schubflächen, Schuppen, Gleitbretter, aber gar keine Faltenumbiegungen sieht.

Durch das eingefaltete Karbon wird das Silur der Wolayer Schuppenzone in vier streichende Streifen gegliedert — übereinstimmend mit der Einteilung von Spitz (siehe die Tabelle). Zug I—III (von N her gezählt) sind gegen N überkippt, Silurzug IV ist das normale Liegende Riffkalkmasse der Kellerwand. Der mächtigste Silurzug (III) scheint noch weiter in Schuppen zweiter Ordnung gegliedert (ein Deutungsversuch ist in die Tabelle eingetragen) doch scheint diese Unterteilung im Streichen nicht weit durchzugehen, es treten da schon zwischen Valentintörl und Seekopf merkbare Unterschiede auf (vgl. Tabelle). Von der Basis des Silurzuges IV sind am Valentintörl Schubspäne abgerissen und in die liegende Karbonzone eingeknetet worden. Diese Erscheinung ist hier sonst nicht häufig, erst in der Zone der Rauchkofelböden nimmt sie überhand. Wenn meine Deutung der Felsinsel (s. S. 250) richtig ist, so wird gegen das obere Valentinkar hinab die Karbonsynklinale des südlichen Törls sehr schmal. Ein Auskeilen oder Herausheben hat man aber darin kaum zu sehen. Dagegen spricht die vermutliche Fortsetzung der Wolayer Schuppenzone gegen O. Zum Beleg dafür das

C. Profil von der oberen Valentinalpe südwärts hinauf zum Eiskar.
Geyer (Führer. S. 13—15).

Geyer (Führer. S. 13—15).	Spitz.
<ul style="list-style-type: none"> ‡ dickbankige graue Korallen-K. allmählicher Übergang ‡ graue Platten-K. mit Schieferlagen röll. Orthoceren K. dunkle Platten K. und Sch. mit <i>Cardiola interrupta</i> ‡ brauner Eisen-K. mit Orthoceren graue Platten-K. und Mergellagen u_x dickbankige gelbe Netz-K.²⁾ ‡ grüngraue } Tonschiefer und Wacken dunkle } ‡ Hornsteinf. Platten-K.⁴⁾ ‡ blaugraue Krinoiden-K. ‡ ‡ Tonschiefer, Grauwacken 	<ul style="list-style-type: none"> helle Riff-K. (f₂) Wechselagerung schwarze Platten-K. (f₁) K. von Devon-Habitus, grau¹⁾ braun anwitternd Eisen-K. (z. T. reduziert) Eisen-K. z. T. ähnlich Tonflaser-K. Gelbgrauer Netz-K.²⁾ Tonflaser-K. und Schiefer Tonschiefer Tonflaser-K.³⁾ Eisen-K.³⁾ graubraune Orthoceren-K.³⁾ schwarze Platten-K. Krinoiden-K. } Stufe 30—40 m⁵⁾ massiger-K. } Tonschiefer, Grauwacken

*) Danach sind auch die Angaben in Vinassa de Regny (Fossili ordoviciana del Capolago; Paleontogr. It. XXI. 1915), zu verbessern. An der eingeschuppten

Anmerkungen zu Profil C.

1) Wenn Spitz (S. 288) sagt „in diesem Horizont“ (sc. der Orthozerenkalk) treten braun anwitternde, innen hellgraue K. von fast devonischem Habitus auf, so ist gar nicht ausgeschlossen, daß doch auch Orthozeren-K. selbst vorhanden ist (wenn auch dort kein Wort davon erwähnt ist. Das würde die Parallele mit Geyer herstellen.

2) Der gelbe Netzkalk, der bald wieder im Streichen verschwindet (Spitz, S. 317) entspricht den gelben Netzkalklinsen, die in den schwarzen Schiefer des südlichen Törl eingeknetet sind, daher Ordnungsbuchstabe u_* .

3) Diese drei Schichtglieder habe ich nach Spitz' Karte eingetragen. Die Besprechung des Profils auf S. 290 beginnt gleich mit den silurischen Plattenkalken und sagt über deren Hangendes nichts.

4) Hornsteinführung bezeichnet die tieferen Plattenkalke, die mit den Eisenkalken verbunden sind, so auch am Rauchkofel.

5) Die Schichten g, h erklärt Spitz für überkipptes Devon, weil dieser Gesteinszug unmittelbar in das Devon des Pal hinüberstreicht (S. 318), was ganz richtig ist. Merkwürdig ist nur, daß Spitz nicht auf den naheliegenden Gedanken gekommen ist, das Profil des Valentintörl zum Vergleich heranzuziehen. Es ist übrigens möglich, daß in dieser Felsstufe nicht bloß das unterste Devon steckt, sondern, daß die Krinoidenkalke den Megaeraschichten zu parallelisieren sind.

Die Übereinstimmung dieses Profils mit dem des Valentintörls scheint genügend, um einen ursprünglichen unmittelbaren Zusammenhang wahrscheinlich zu machen. Wir treffen hier wieder die überkippte Schuppe III (g—f), allerdings ohne die Schuppung zweiter Ordnung. Die Silurbasis der Riffkalkwände ist anscheinend reicher ausgestattet als im W, bemerkenswert ist die Parallele mit u_x (vgl. Anmerkung 2 zu Profil C). Insbesondere ist aber die eigenartige Stellung des Karbonzuges § hier wieder anzutreffen. Dieser schließt sich mit so großer Regelmäßigkeit nur an die Silurschichten an, daß ihn der Tektoniker, den Lagerungsverhältnissen nach, fast selbstverständlich als Kern der Antiklinale anzusehen veranlaßt ist (vgl. Spitz, S. 316). Dieses abnorme Verhalten, welches der Karbonzug § in seiner ganzen streichenden Länge, vom Wolayersee bis zum Plöckenpaß (6 km) zeigt, kann kein Zufall sein, sondern muß sich im Wesen des Gebirgsbaues begründen. Am einfachsten vielleicht folgendermaßen: Die regelmäßige Sedimentation hört in den Karnischen Alpen mit, vielleicht sogar etwas vor Ende des Oberdevon auf.¹⁾ Die Schichten wurden in Ostwest streichende, mäßig akzentuierte Falten gelegt; dieses etwa dem Jura ähnliche Kettengebirge fiel gleich darauf der Abtragung anheim und wurde eingeebnet: in der

Karbonzone mu muß mindestens eine große Bewegungsfläche durchgehen. Daher ist das angebliche Caradoc ($w-w_x$) mit der Serie im Liegenden des Karbon (g—r) nicht in normalem Kontakt, und die Altersbestimmung von ($w-w_x$) ist für die Entscheidung der Frage, ob g—r überkippt liegt, ohne Bedeutung.

1) Die einschlägigen Bemerkungen bei Schindewolf O. H., Zeitschr. deutsche geol. Ges. 1921, S. 184—186, haben mich nicht ganz befriedigt. Es sind mehr Ungenauigkeiten darin, als einem so allgemein anerkannten Spezialkenner des Oberdevon hätten unterlaufen sollen. Das Lager des *Beloceras praecursor* kann man nicht mit zwei Worten in den Clymenienkalk transportieren (vgl. S. 261) Und daß die Schiefer, die am Gr. Pal überm Devon liegen, nicht Graptolithenschiefer sind, ist schon vor 20 Jahren zwischen Geyer, Krause, Vinassa ausgemacht worden. Derartiges macht den Laien gegen die Feinheiten mißtrauisch, die er nicht kontrollieren kann, wie etwa die Realität der sieben Clymenienstufen.

Synklinale der Kellerwand blieb das Devon fast ganz erhalten, die Valentin-Wolayer Antiklinale wurde bis auf den Silurkern gekappt, nur in den Mulden der Spezialfältchen, welche diese große Aufwölbung gliederten, wurden Reste der Devonkalkdecke bewahrt. Gams-Moos-Kofel entsprechen der nächsten Großsynklinale mit erhaltenem Devon usf. Über diesen Rumpf transgredierte nun das Karbon, lag also von Anbeginn an im Kellerwand-Palzug auf Oberdevon, in der Valentin-Wolayerzone auf Obersilur (bzw. auf den geringmächtigen Erosionsresten des Unterdevon). Neuerliche, vielleicht mehrphasige Faltung mit gleichem Streichen schlichtete nun Unterlage und Hülle um und in eine ungefähr isoklinale Schuppenzone ein, wobei das Karbon seiner Unterlage folgte, und daher auf dem ursprünglichen Antiklinalkern mitten ins Silur geriet. Erklärt man die Absonderlichkeiten der Lagerung in der Wolayer Zone auf diese Art (wie ich glaube, ganz ungezwungen; denn die Annahme der Erosion, Transgression, mehrphasigen Faltung usw. sind nicht ad hoc erfunden, sondern stratigraphisch allgemein gesichert), so gewinnt man auch den Vorteil, diesen krausen Aufbau mit dem kleinstmöglichen tektonischen Aufwand zu erklären. Ich will nicht darauf bestehen, daß dies auf alle Fälle von Vorteil ist, sondern nur betonen, daß der Befund fehlender oder sehr geringer tektonischer Beanspruchung der Gesteine (vgl. S. 259) eine solche Lösung fordert. Makro- und Mikrotektonik müssen einander entsprechen, unversehrtes Gestein kann nicht stark strapaziert worden sein. Insbesondere, wenn das Devon im Zug IV 800 m, im Zug III 40 m mächtig ist, so zeigt ein Blick aufs Gestein und die eingeschlossenen Fossilien, daß dies nicht auf Lamination, *étirage* oder ähnliches zurückgehen kann. Es bleibt somit als beste Erklärung die vorkarbone Erosion.

Die ursprünglich zusammenhängenden O—W-streichenden Schuppenzüge sind von späteren Querstörungen zerstückelt¹⁾ und gegeneinander verstellt worden. Die Schuppenzone des Seekopfssockels stößt ostwärts fortstreichend gegen die Devonkalkmasse des Judenkopfes [ob diese durch den Wolayerpaß gehende Verwerfung etwa auch die Silurzüge I und II (NW von der Alpenvereinshütte) schief abschneidet, muß noch offen bleiben.] Die östliche Fortsetzung ist nordwärts gerückt ans Valentintörl (300—400 m Betrag der horizontal gemessenen Verstellung.) Das Silur des Valentintörl zielt nun mit seinem Streichen mitten in den Devonklotz der Kellerwand hinein, und zwar gerade dorthin, wo scharfe Umbiegungen in den basalen f_1 -Plattenkalken eine scharfe, gegen N blickende Flexur erkennen lassen.²⁾ Die östliche Fortsetzung der Schuppenzone erscheint nun bei der Oberrn Valentinalpe wieder, abermals, und zwar um ganze 700—800 m gegen N vorgeschoben. Die Grenze beider Teile ist die Querstörungszone zwischen den beiden Kalkklötzen des Kollin- und des Frischenkofels,³⁾ in der die Bewegungs-

1) Betreffs einiger kleinerer Details siehe Geyer und Spitz.

2) Lichtbild bei Frech, Taf. VII und Abb. 35, S. 89.

3) Bei der Häufung von Abwandlungen des Wortes *collina* unter den Namen dieser Gegend, dürfte es sich zur Vermeidung von Mißverständnissen empfehlen, den alten Namen Frischenkofel für Cellonkofel wieder in Gebrauch zu nehmen.

flächen auch hauptsächlich gegen NW bis NNW streichen dürften.¹⁾ Von hier zieht unsere Schuppenzone zusammenhängend gegen O bis zur Querstörungszone des Plöckenpasses. Auch hier streicht die Bewegungsfläche etwa meridional, allein der Bewegungssinn ist diesmal ein anderer, hier wird der östliche Flügel gegen S zurückgesetzt, die Silurzone biegt im Streichen gegen SO um und spitzt in der Gegend der Paßfurche aus. Beachtet man, wie die Schichten sich im Querschnitt des Frischenkofels nach und nach fast saiger aufrichten und auch die Bänke der überkippten Dervonkalkstufe (*g*) in den N-flügel des Pal übergehen, wo sich dann das entgegengesetzte (N-)fallen einstellt,²⁾ so erkennt man in diesem Ausspitzen das Untertauchen einer Antiklinale, als deren Fortsetzung der Silurantiklinalaufbruch von Mga. Pal piccolo angesehen werden muß, wenn auch die Möglichkeit nicht auszuschließen ist, daß bei der geschilderten windschiefen Umdrehung der Schichten der unmittelbare Zusammenhang durch sekundäre Auseinanderzerrung oder Verquetschung stellenweise unterbrochen sein könnte. Auch im Palzug finden sich noch Querstörungen derselben Schar; die mit Schieferinquetschungen östlich vom Freikofel habe ich bereits erwähnt; auch das Ende des Devonzuges am Großen Pal wird von einer gut aufgeschlossenen Schubfläche dieser Schar glatt abgeschnitten.

Welches war der Bewegungsvorgang an diesen submeridionalen Störungszone? Es ist geometrisch evident, daß in dem isoklinal S-fallenden Schuppenpaket westlich vom Plöckenpaß eine einfache vertikale Absenkung des jeweils östlich der Verwerfung gelegenen Flügels die Silurzüge desselben östlichen Teiles, so gegenüber den westlichen Fortsetzungen gegen N verstellen würde, wie wir es auf der geologischen Karte sehen; und in den N-fallenden Schichten des Palzuges würde gleicher Bewegungssinn der Verwerfungen die Grenzen in umgekehrter Staffellung gegen S zurücktreten lassen. Wenn ich trotzdem annehme, das neben der gewiß vorhandenen vertikalen Komponente der Verstellung die Hauptrolle die horizontale Verschiebung spielt, so gründet sich das auf mehreres: Beobachtungen und Theoretisches. Erstens beobachtet man in der engen Schlucht, durch die die Straße von der Plöckenalm zum Zollhaus führt, eine heftige Fältelung; Faltenachsen, Klüftung, Rutschflächen streichen O—W, ein Teil der Fältchen steht symmetrisch, ein Teil gegen S überkippt, viele Klüfte stehen saiger, einige Rutschflächen steigen gegen S an. Das ist sicher nicht das Bild, das wir an einer N—S streichenden Verwerfung erwarten, an der eine

1) Eine Verwerfung am Judengras, zwischen Rauch- und Gamskofel (Frech, S. 98) existiert allerdings nicht (Spitz, S. 324). Aber die hakenförmige Umbiegung der Silurzüge des Rauchkofel-Osthanges suggeriert förmlich ein Ausweichen vor der gegen NNW rammenden Eiskarscholle (vgl. Spitz, Karte und Profile). Spitz betont den Gegensatz zu Frech etwas zu scharf, hier und bezüglich des „Plöckenbruches“ (S. 318). Wenn eine Falte im Streichen geknickt und einige hundert Meter seitlich versetzt worden, so ist das ein wichtiges tektonisches Ereignis, und wenn Frech in der damals noch üblichen, grob vereinfachenden Bezeichnungsweise das „Bruch“ nannte, so ist der Fehler geringer, als wenn er es nicht erwähnt hätte.

2) Vgl. die Beschreibung bei Spitz, S. 318, Lichtbild bei Frech, S. 84 und bei Geyer, S. 10.

Verschiebung nur in lotrechter Richtung stattgefunden hat; viel eher verträgt sich die Internfaltung mit einem System von horizontalen („Blatt“-)Verschiebungen. Ferner ist zu erwägen, daß man rein geometrisch, durch reine Verwerfung natürlich, jede horizontale Verschiebung der Grenzen erhalten kann, aber nur bei sehr großen Sprunghöhen, wenn die Schichten etwas steiler liegen (bei 45° Neigung, die als Mittel gelten mag, müßte zwischen Kellerwand und Eiskarscholle ein Sprung von 800 *m* stattgehabt haben, zwischen Seekopf und Judenkopf ein solcher von 400 *m* Sprunghöhe) und außerdem nur dann, wenn die Schichten auch ursprünglich weit genug gereicht haben, d. h. wenn sie das heute innegehabte Areal auch damals schon mit ihrer Vertikalprojektion im Grundriß überdeckt haben. Das gäbe für die Schuppen bei der obern Valentalpe eine Überdeckungslänge von mindestens 1200 *m*. Rechnet man dazu, daß die eingeklemmten Karbonsynklinalen auch noch ein Stück tiefer eingreifen, so dürfte die Schubweite auf über 1500 *m* bis 2000 *m* kommen; dazu noch 800 *m* Verstellung im Lot, das ist wirklich etwas viel, nämlich unter den oben auseinandergesetzten Verhältnissen, die in unserer Schuppenzone uur mäßige Beanspruchung verlangen: und es ist daher sicher vorteilhaft, durch eine zweckmäßige Kombination von Vertikal- und Horizontalverschiebungen die Ziffern alle auf die Hälfte oder weniger herabzusetzen. Es ist auch noch folgendes zu überlegen: die besprochenen meridionalen Querstörungen sind der großen Diagonalstörung Bladen—V. Bordaglia—Mauthen zuzuordnen, als eine Schar von Scherflächen zweiter Ordnung, subnormal zur Hauptscherungsrichtung. Letztere ist aber von sehr junger Entstehung; nicht nur, daß sie das Triasgebirge usw. in gleicher Weise ergreift wie das Paläozoikum, sie kommt heute noch in der Gestaltung der Oberfläche zum Ausdruck: ihr Auslaufen gegen ONO ist bezeichnet durch die junge Hebungsstufe, mit der das Lessachtal gegen den Boden von Mauthen absetzt, welche die Gail zwar zersägt, aber noch nicht in breiter Flur ausgeräumt hat — eine Hebung, die anscheinend erst nach der großen Interglazialzeit eingetreten ist, da deren lakustre Ablagerungen bei Podlanig als Schieferkohlen oben auf der Terrasse liegen.¹⁾ Die weitere Fortsetzung dieser Hebungswelle scheint über den Gailberg zu gehen: sie hat das breite Tal Gailberg—Laas—Rötschach gekippt (ein Gefälle von 50 ‰ ist bei einem Flußtal dieser Größe, Breite und Ausgestaltung gar nicht anders zu erklären), dabei wahrscheinlich am Gailberg einen stauenden Antiklinalriegel gebildet und dadurch die Ablenkung der Drau von diesem ihrem früheren Lauf, wenn auch vielleicht nicht ganz allein verursacht, aber doch eingeleitet und begünstigt. Wann dies geschehen ist, kann nicht angegeben werden, weil hier leider keine ähnlichen diluvialen Ablagerungen bekannt geworden sind und die Morphologie vom Drau- und Gailgebiet bisher noch gar nicht bearbeitet worden ist. Jedoch kann auch diese Flußablenkung nicht vor Diluvium erfolgt sein, Gleichzeitigkeit mit der Hebung der Lessachtalstufe scheint ganz plausibel. Auch im Rahmen weiterer Zusammenhänge ist ein derart

³⁾ Bruno Kubart und Robert Schwinner. Interglaziale Schieferkohlen von der obern Gail (SW Kärnten). Österreichische botanische Zeitschr., Jg. 1923, S. 305—309.

junges Alter ganz gut denkbar; denn die Diagonalstörung Borgo—Primör—Agordo—Pieve di Cadore—Lorenzago—Ober-Enge—Bladen—V. Bordaglia—Mauthen, welche die Südalpen also ihrer ganzen Breite nach durchreißt, ist ein ablenkender Ausläufer der Suganer Faltenzone, in welcher tektonische Bewegungen, und zwar von recht beträchtlichem Ausmaß bis ins jüngere Diluvium nachgewiesen sind.¹⁾ Als Begleiter dieser ganz jungen Hauptstörung müssen auch die Querstörungen im Kellerwaudzug jung sein, und ebenfalls noch deutlich in der Oberflächenform zum Ausdruck kommen. Die Art, wie die Kellerwandgruppe unvermittelt über den sanften Höhenrücken im Osten, deren wenig hervortretende Gipfel 2200 m nicht überschreiten, fast 600 m in jähem Aufschwung emporsteigt, legt den Gedanken an ganz junge Hebung nahe. Auch die Höhenziffern Kollinkofel—Frischenkofel—Pal würden zu einer in diesem Sinn absteigenden Verwerfungstreppe stimmen; aber wenn man auch W von der Kellerwand nur vertikale Verstellungen zur Erklärung der Tektonik zuließe, würden tektonische und morphologische Treppe im Gefäll einander entgegenlaufen. Wenn nun einmal, dann ist es besser ganz allgemein sowohl Horizontal- als Vertikalverstellungen anzunehmen, etwa derart, daß das Maximum der Hebung und der weiteste Vorschub gegen N in der Kellerwandgruppe liegen, die Flügel im O und W bleiben in beidem gegen das Zentrum zurück (wobei gegen O wahrscheinlich das treppenartige Absinken, gegen W das staffelweise Zurücktreten die größere Rolle spielt), entsprechend dem größeren oder geringeren Abstand, den die betreffenden Stücke der O—W streichenden Falte von der ONO streichenden Hauptdiagonalstörung hatten, d. h. den Spielraum, den die betreffenden Schollen für ihre Bewegungen hatten.

II. Heritsch F. Aus dem Wolayergebiete.

Der Kamm von der Wolayerhütte des D. Oe. A. V. zum Rauchkofel hat in ca. 2220 m Höhe ein kurzes flaches Stück, von dem man zu den Verflachungen der Rauchkofelböden gelangen kann, und erhebt sich erst dann sehr steil zum Gipfel. In dieser Verflachung streichen in saigerer Stellung schwarze Tonschiefer durch, in welchen ich Trümmer von Trilobiten fand, deren Zahl durch die Teilnehmer meiner Sommerexkursion 1924 wesentlich vermehrt wurde. Die Trilobiten zerfallen in zwei Gruppen.

A. Eine Reihe von Pygidien und Kopschilderfragmenten. Generische Bestimmung unsicher. Soweit sich die Reste überhaupt vergleichen lassen, kämen die bei Barrande abgebildeten vier Arten von *Cromus* aus E in Betracht. Eventuell könnte man an *Encrinurus Novaki Frech* denken.

B. Eine Anzahl von Pygidien und Fragmenten von Kopschildern. Ein Kopschild läßt sich annähernd auf *Phacops*, vielleicht auf *Ph. grimburgi Frech*, beziehen. Auch für einige Pygidien gilt das.

¹⁾ Schwinner R., Zur Oberflächengestaltung des östlichen Suganergebietes, Ostalpine Formenstudien III/2, Berlin 1923.

In denselben Schichten fand ich eine unbestimmbare *Rhynchonella*. Der Erhaltungszustand der Fossilien hat Ähnlichkeit mit dem von P. Vinassa de Regni und M. Gortani beschriebenen Caradoc.

Doch stimmen die Trilobiten nicht mit den wenigen, aus dem Caradoc bekannten Trilobiten überein, sondern deuten auf E. Ich meine daher, daß es Obersilur ist. Das ist um so wahrscheinlicher, weil Geyer aus einem tektonisch tiefer gelegenen Band von schwarzen Schiefer *Cardiola interrupta* erwähnt.

Die Schichte mit den Trilobiten ist das Glied *a* in Schwinner's Profil Rauchkofel—Coglians. Um die tektonische Lage dieser Schichten zu fixieren, gebe ich die folgende tabellarische Übersicht. Zu dieser sei bemerkt, daß zu den vorzüglichen Beobachtungen Geyers nur in der Gruppe 5 Ergänzungen nötig sind.

Geyer, V. 1894 und Kongreßführer 1903.	Spitz, M. W. G. II. 1909.	Heritsch, 1924.
Tonschiefer.	Tonschiefer.	Tonschiefer, das sind schwarze Schiefer ohne Sandstein.
1. Blaugrauer, oft braun verwitternder Eisenkalk mit Orthozeren und Knollenkalke.	1. Eisenkalk.	1. Eisenkalk mit Orthozeren.
2. Dünnbankige oder dünn-schichtige, schwarzgraue Mergelkalke und Schiefer mit <i>Cardiola interrupta</i> ; nur einige Meter mächtig.	—	2. Schwarze Tonschiefer.
3. 25m blaugrauer, plattiger, wulstiger Hornsteinkalk, lagenweise mit blauen Bänderkalken und Kalkschiefern; mit Krinoiden; nach oben in 4 übergehend.	3. Blauschwarze Plattenkalke.	3. Blauer und schwarzer Plattenkalk.
4. Lichtbläulichrote Plattenkalke mit <i>Orth. alticola</i> , Trilobiten, Brachiopoden, usw.; ohne scharfe Grenze darüber graue und rote, lichtgefärbte, wohlgeschichtete Kalke mit seltenen Orthozeren.	4. a) Graue und rote Orthozerenkalke. b) Grauer Orthozerenkalk.	4. a) Orthozerenkalk. b) Schwarze Tonschiefer ohne Sandstein. c) Orthozerenkalk.
5. Rostbraun gefleckte Tonschiefer mit Grauwacken und Kieselschiefern.	5. Tonschiefer usw.	5. a) Schwarze Schiefer mit Trilobiten b) Schwarze Schiefer des Karbon c) Sandstein des Karbon
6. Grau ausgebleichter, gelblich genetzter grauer Kalk.	6. Heller Kalk.	6. Netzkalk = b bei Schwinner.
7. Tiefrote, tonige oder schieferige Flaserkalke.	—	—

Zur tabellarischen Übersicht braucht nur hinsichtlich der Gruppe 5 eine Bemerkung gemacht werden. Im untersten Teile des Steilhangs

des Räuchkofels, unmittelbar über dem eingangs genannten flachen Stück des Kammes, stehen die Orthozerenkalke 4 c fast senkrecht. Im flachen Kammstücke und, besonders gut aufgeschlossen nördlich unter diesem, stehen die schwarzen Tonschiefer mit den Trilobiten senkrecht. Sie stehen auf eine Breite von zirka 80 Schritten an und bilden einen etwa um 10 m das ebene Kammstück überragenden, westlich davon gelegenen Kopf.

• Dann folgen die unter 5 b genannten Schiefer, die wildgefaltet sind und mit unregelmäßiger Grenze an die Trilobitenschiefer stoßen. Diese Schiefer, deren Mächtigkeit etwa 20 m beträgt, halte ich wegen der Verbindung mit 5 c für Karbon, wofür auch die Ähnlichkeit mit den Schiefen des Angertales spricht.

In senkrechter Aufrichtung folgt dann Sandstein, d. i. 5 c. Er ist zirka 100 m mächtig und hat unterschiedliche Einlagerungen von schmalen Schieferbändern. Er kann wohl nur karbonisch sein. Er grenzt mit senkrechter Grenze an den Silurkalkzug 6. Wenn es sich um Karbon handelt, dann bildet es mit dem Silur ein Schuppenpaket.

Von den Schichten mit *Rhynchonella Megaera* des Wolayertörls haben Frech und Spitz¹⁾ Fossilisten gegeben. Die Sommerexkursion des Grazer Geologischen Universitätsinstitutes hat in diesen, reichlich Fossilien führenden Schichten ein ansehnliches Material zustande gebracht, darunter die für den Fundort neuen Arten *Strophomena Phillippsi* (E₂-F₃) und *Merista securis* (E₂-F₃).

Die Gesamtheit der Fauna der Megaera-Schichten des Valentintörls stellt sich nun in folgender Weise dar: Bei Ausscheidung der aff., cf.- und mut.-Formen sind 10 Arten nur Obersilurisch, 2 Arten Obersilurisch bis unterdevonisch und eine Art nur unterdevonisch. Wir kommen daher zum selben Schluß wie Vinassa de Regny für die Fauna des Passo di Volaja — es kann nur Obersilur sein. Klar tritt die Beziehung der Fauna zu Böhmen hervor.

¹⁾ Mitteil. d. Geol. Ges., II. Bd., Wien 1909, S. 293.

Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II.¹⁾

Von E. Spengler.

[Mit einer tektonischen Karte und fünf Profilen (XII—XVI)]

(Schluß.)

Die Neuaufnahme des Spezialkartenblattes „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ konnte ich im Sommer 1924 zu Ende führen. Da über die Aufnahmergebnisse in den Sommern 1918 bis 1922 bereits Berichte erschienen sind, sollen hier zunächst die in den Sommern 1923 und 1924 erzielten Ergebnisse im Bereiche der Kalkalpen dieses Spezialkartenblattes mitgeteilt und hierauf, soweit es der künstliche Rahmen eines Spezialkartenblattes erlaubt, eine Zusammenfassung versucht werden. Die jungtertiären und diluvialen Ablagerungen des Hochschwabgebietes²⁾, sowie die der Grauwackenzone³⁾ angehörigen Teile des Blattes sollen an anderer Stelle dargestellt werden.

IX. Der Bau der Hauptkette des Hochschwab.

a) Östlicher Teil

Der Schlüssel für die stratigraphische Deutung des Hochschwabriffkalkes war gefunden, als es mir gelang, bei der Hirschgrube typische *Carditaoolithe* aufzufinden,⁴⁾ welche es ermöglichten, die Hochschwabkalke in Wetterstein- und Dachsteinriffkalk zu gliedern. Leider ist dieser Fund vereinzelt geblieben — es ist mir keine zweite Stelle in der Hauptkette des Hochschwab bekannt geworden, an der diese für die Gliederung der Triaskalke so überaus wichtige Schichte zutage tritt. Doch habe ich versucht, mit Hilfe des die *Carditaoolithe* begleitenden Dolomitbandes eine Gliederung der Hochschwabkalke durchzuführen und darüber bereits im Jahrbuch 1922, S. 158 bis 161, einiges berichtet.

Hier ist nun zunächst etwas richtigzustellen. Ich hatte damals (S. 161) den Hochschwabgipfel samt Ghackt- und Zagekogel als Dachsteinriffkalk gedeutet und als Grenze gegen den Wettersteinkalk des Ringkamp die schmale Dolomitzone angenommen, welche vom

¹⁾ Der erste Teil dieser Arbeit befindet sich im Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, 72. Bd. (1922), S. 155 bis 181.

²⁾ E. Spengler, Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Zeitschrift für Morphologie, 1925.

³⁾ E. Spengler, Die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe und deren Zusammenhang mit der Erzführung. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt, 1926.

⁴⁾ E. Spengler, Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verhandl. d. Geol. Staatsanstalt 1920, S. 50.

Gschöderer Kar durch das Ochsenreichkar in den oberen Ring streicht. Die östliche Abgrenzung der Dachsteinriffkalke der Gipfelregion des Hochschwab gegen den Wettersteinkalk der Aflenzler Staritzen habe ich als unsicher bezeichnet, da ich nirgends zwischen beiden eine Grenze finden konnte.

Nun erwähnt bereits Bittner¹⁾ Diploporen in der Eismauer (= Kleiner Hochschwab der Spezialkarte, 2193 m) unmittelbar hinter dem Schiesthaus. Er beschreibt diese Kalkalge als *Gyroporella aff. aequalis*. Pia²⁾ vermutete bereits nach der Beschreibung, daß es sich um *Teutloporella herculea* Stopp. handeln dürfte. Nun gelang es mir im Sommer 1924, die Bittnersche Diploporenfundstätte neuerdings aufzufinden. Nach der vom Herrn Dr. J. Pia durchgeführten Bestimmung ist es tatsächlich die *Teutloporella herculea* Stopp., eine zweifellos der ladinischen Stufe (Wettersteinkalk des Karwendelgebirges, Esinokalk) angehörige Alge.

Außer den Diploporen fand ich daselbst einen großen, turmförmigen Gastropoden, welcher als *Coelostylina (Gradiella) cf. gradata* Hoern. bestimmt werden kann. Dieser Gastropode ist aus den Esinokalken und den erzführenden Kalken der Karawanken bekannt und scheint für ein ziemlich hohes Niveau in der ladinischen Stufe zu sprechen.

Beide Fossilfunde beweisen, daß die Eismauer aus Wettersteinkalk besteht. Wie ein Blick auf die Südwand des Hochschwab zeigt, kann auch der Kalk des Hochschwabgipfels von demjenigen der Eismauer nicht getrennt werden. Daher besteht auch der Hochschwabgipfel — entgegen meiner früheren Annahme — aus Wettersteinkalk.

Hingegen fand ich am Westgipfel der Stangenwand in dem hier deutlich geschichteten Kalk Megalodontendurchschnitte. Der Kalk der Stangenwand muß also als Dachsteinkalk bezeichnet werden; gegen N geht er ohne scharfe Grenze in den ungeschichteten Dachsteinriffkalk des Zagelkogels und Hochwärts über.

Als Grenze zwischen dem Wettersteinkalk des Hochschwab und dem Dachsteinriffkalk des Zagelkogels betrachte ich das schmale Dolomitband, welches den Untergrund des Großen Speikbodens nördlich vom Zagelkogel bildet. Sehr unsicher hingegen ist die Abgrenzung des Wettersteinkalkes gegen den Dachsteinriffkalk auf der Strecke zwischen dem Großen Speikboden und der auf Profil VIII (Jahrb. 1922, S. 164), nördlich des Punktes 1837 gezeichneten Stelle, da hier die gleichartigen Riffkalke des Wetterstein- und Dachsteinkalkniveaus ohne Zwischenschaltung einer dolomitisierten Zone aneinandergrenzen.

Das oben erwähnte Band mylonitischen Dolomites, welches aus dem Gschöderer Kar durch das Ochsenreichkar in den oberen Ring zieht, kann somit nicht als Grenze zwischen dem Wettersteinkalk und Dachsteinriffkalk betrachtet werden, sondern ist eine lokale Dolomitisierung im Wettersteinkalk, die anscheinend an eine Störungslinie geknüpft ist.

¹⁾ A. Bittner, Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt 1890, S. 303.

²⁾ J. Pia, Die *Siphonaeae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. Abhandl. d. Zoolog.-botanischen Gesellschaft in Wien, XI. Bd. (1920) Heft 2, S. 42.

Wie bereits Bittner beobachtet hat, stehen beim „Ghackten“ geschichtete dunkelgraue Kalke mit vereinzelt Hornsteinknollen an, die gegen O durch Auslassen der Schichtfugen in den ungeschichteten Wettersteinkalk der Hochschwab-Südwand übergehen, gegen W jedoch an dem außerordentlich scharf ausgeprägten Querbruch, welcher die Anlage des Felsensteiges über das „Ghackle“ möglich machte, scharf gegen den Wettersteinkalk des Wetzsteinkogels (2199 m hoher Vorberg des Ghacktkogels) abschneiden. Dieselben dunklen, Hornstein führenden Plattenkalke treten auch am Südgehänge des Ebensteins gegen das Filzmoos auf. Auch hier sind sie, ähnlich wie am Ghackten, auf der Südwestseite durch eine Störung abgeschnitten, im NO gehen sie in die massigen Wettersteinkalke der Wilden Kirche allmählich über. Ich habe diese mit Wettersteinkalk in Verbindung stehenden dunklen Plattenkalke auf der Karte mit der Farbe des Reiflinger Kalkes bezeichnet.

Auf dem Sattel, östlich des Eismauergipfels, von welchem man vom Graf Meran-Steig ins Gschöderer Kar hinabblicken kann, und beim Punkt 1950 auf dem Abstieg gegen die Dullwitz sind dem Wettersteinkalk Breccieu aufgelagert, deren Bindemittel ein roter Sandkalk ist. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß das Gestein zu etwa einem Viertel aus feinen Quarz- und Quarzitkörnern, zu drei Vierteln aus offenbar nachträglich kristallisiertem Kalkspat zusammengesetzt ist. Oft erscheinen die Quarzkörner als Einschlüsse in ziemlich großen Kalkspatkristallen. Wahrscheinlich handelt es sich um Gosauschichten.¹⁾ Organische Reste sind leider auch im Schliff nicht zu beobachten.

Von den südlich anschließenden Gebirgsgruppen der Mitteralpe und Kaarlalpe ist die Hauptkette des Hochschwab durch das System von steilstehenden Störungslinien getrennt, welchen Dullwitz- und Trawiestal folgen.

Der Dullwitzbruch läßt sich, wie ich bereits an anderer Stelle²⁾ erwähnt habe, in der Drahtewand prachtvoll aufgeschlossen, aus der oberen Dullwitz über das Hinterwiesenplateau in das oberste Trawiestal verfolgen. Er trennt die Wettersteinkalke des Hochschwab von der aus Ramsaudolomit, Hauptdolomit und Dachsteinriffkalk aufgebauten Schichtreihe der Kaarlalpengruppe. Im obersten Trawiestale trifft diese Längsstörung rechtwinkelig auf den Querbruch des „Ghackten“ und spaltet sich gleichzeitig in zwei gegen W divergierende Störungen³⁾, von denen die nördliche zwischen Zagekogel und Stangenwand einerseits, Punkt 1821 und Beilstein (2070 m) andererseits durchzieht, während der südlichen das Trawiestal folgt. Die Falten der mit dem Wettersteinkalk verknüpften, im allgemeinen steil südfallenden dunklen Plattenkalke des Punktes 1821 (s. Profil XVI) und die viel schöneren Falten in der Ostwand des Beilsteins (2070 m) beweisen, daß die zwischen beiden Störungs-

¹⁾ Eine ähnliche Gosauablagerung beschreibt Ampferer vom Großen Buchstein (Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrbuch d. Geol. Staatsanstalt 1921, S. 123).

²⁾ Das Aflenzer Triasgebiet, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1919 S. 242.

³⁾ Siehe tektonische Karte, S. 296.

linien gelegene Masse des Beilsteins und Punktes 1821 einen steilen Aufschub gegen N erfahren hat. Weiter kann man daraus schließen, daß es sich bei dem Dullwitz-Trawies-Störungssystem nicht um reine Senkungsbrüche handelt, sondern um steilstehende Bewegungsflächen, an denen es neben Hebungen und seitlichen Verschiebungen zu einer Anpressung der starren Tafel der Kaarl- und Mitteralpe an die sehr flach nordfallende Masse¹⁾ der Hochschwabhauptkette kam, wobei das zwischen den beiden Störungslinien befindliche Stück wie zwischen den Backen eines Schraubstockes steilgestellt und gefaltet wurde (Profil XVI). Östlich des Trawiestales, wo nur eine einzige Störungslinie vorhanden ist, läßt die Hochschwabmasse selber in den unmittelbar an die Dullwitzlinie angrenzenden Teilen stellenweise eine steile Schichtstellung erkennen²⁾.

Ähnlich wie im S vom Mitteralpenplateau durch den Dullwitzbruch, ist die Hauptkette des Hochschwab im N vom Plateau der Zeller Staritzen durch einen Längsbruch getrennt, an welchen der Längstalzug Hintere Hölle—Kastenriegel—Rammertal geknüpft ist (Höllbruch).

Bei der Bresceniklause durchschneidet diese Verwerfung in morphologisch sehr eindrucksvoller Weise die im Jahrbuch 1922, S. 161—163, beschriebene, durch das Hervortreten von Werfener Schiefer ausgezeichnete Antiklinale, die ich als Gschöderer Antiklinale bezeichnen will (Profil XII), übersetzt dann am unteren Miessattel (1204 m), an dem noch etwas Werfener Schiefer zutage tritt, den vom Ringkamp zum Mieskogel führenden Seitenkamm (Profil XIII), folgt hierauf dem Längstal der Hinteren Hölle und ist noch am Kastenriegel als steil südfallende Kluft zwischen dem Ramsaudolomit des Kastenriegels und dem Wettersteinkalk der Zeller Staritzen aufgeschlossen.

b) Westlicher Teil.

Über den Bau der westlichen Hochschwabgruppe wurde bereits früher³⁾ berichtet. Es soll hier nur einiges nachgetragen werden. Ich rechne sämtliche südlich der Linie: Fobestal, Bretterloch, Rohrhütte, Sattel zwischen Hochblaser und Pillstein⁴⁾, Steinerbrand⁵⁾ gelegene Kalk-

¹⁾ Nur an sehr wenigen Stellen zeigen die Kalkmassen des Hochschwab soweit Schichtung, daß man die Fallrichtung feststellen kann. Die Dachsteinkalke der Stangenwand liegen fast ganz sählig, ebenso die Reiflinger Kalke östlich des Ghackten. An der großen Doline zwischen Schiestlhaus und dem obenerwähnten Gosau(?)vorkommen ist das Einfallen 5°, am westlichen Punkt 2048 nördlich des Ghacktkogels 25° gegen N gerichtet.

²⁾ Die dunklen Reiflinger Kalke östlich des Ghacktbrunnns streichen saiger O—W, die Kalke an der Nordseite des Höllenbodens in der Dullwitz fallen etwa 80° gegen S unter den schmalen Zug von schwarzem Gutensteiner Dolomit ein, so daß hier die Schichtfolge durch die Anpressung der Mitteralpen-Kaarlalpenmasse sogar etwas überkippt ist.

³⁾ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1922, S. 155—168.

⁴⁾ Hier scheint eine Spur auffallend dunkler Dolomite und gelblicher Rauhacken das Carditaniveau anzudeuten.

⁵⁾ Beim ersten „n“ von „Steinerbrand“ zieht die Grenzlinie zwischen Ramsaudolomit und Dachsteinkalk über eine Einsattlung, in der der auffallend nasse, weiche — aber leider ganz aufschlußlose — Boden für eine Einschaltung einer tonigen Schichte zu sprechen scheint.

und Dolomitmassen zum Wettersteinkalkniveau, die nördlich dieser Linie gelegenen Kalk- und Dolomitmassen zum Dachsteinkalkniveau. Am Blatt Admont—Hieflau setzt sich diese Grenzlinie wahrscheinlich zur Eisenbahnstation Radmer fort, wo Bittner¹⁾ Halobien-schiefer nachgewiesen hat.

Es bestehen also aus Wettersteinkalk: Pfaffingplateau mit Frauenmauer und Sonnstein, Pfaffenstein, Seemauer mit Hochblaser, Kaiserschild und der geologisch zum Kaiserschild gehörige Stanglkogl westlich des Radmertales. Ein paläontologischer Beweis²⁾ ist dafür leider noch ausständig, aber diese mächtigen, massigen Kalke gleichen nicht nur petrographisch vollkommen den untrennbar damit zusammenhängenden, fossilführenden Wettersteinkalken der östlichen Hochschwabgruppe, sondern verhalten sich auch in ihrer Lagerung ebenso: sie sind nur durch ein höchstens 100—150 m mächtiges Band schwarzen Gutensteiner Dolomites von den Werfener Schiefen getrennt.

Gegen die Zurechnung der Kalke der Pfaffing zum Wettersteinkalk scheint die Eintragung von Kössener Schichten auf Bittners Manuskriptkarte bei der Gehartsbachhalt (richtiger Sonnsteinalpe) zu sprechen. In seinem Tagebuch aber nennt er nur „an Kössener Gestein erinnernde, dunklere Kalke und hornsteinführende Lagen“. Kössener Fossilien hat also Bittner offenbar nicht gefunden. Ich überzeugte mich bei meinem Besuche der Stelle, daß es sich um ganz ähnliche, schwarze, hornsteinführende Plattenkalke (Reiflinger Kalke) handelt, wie beim Ghacken oder am Südfuß des Ebensteins. Die Reiflinger Kalke liegen nicht dem Wettersteinkalk auf, sondern tauchen deutlich unter diesem hervor.

Als Dachsteinriffkalk muß der Zug massigen Kalkes bezeichnet werden, der Brandstein, Kollmannstock und Rohrmauer zusammensetzt. In den Südabhängen der Zargenmauer und Kalten Mauer folgt über der Riffkalkwand zunächst sanfter geböschter Hauptdolomit und darüber am Gipfel bereits deutlich geschichteter Dachsteinkalk, der am felsigen Westgrat der Kalten Mauer etwa 10° gegen N einfällt³⁾ Es ist hier also eine ähnliche Schichtfolge vorhanden wie am Raidling an der Südseite der Warscheneckgruppe, wo sich gleichfalls Hauptdolomit zwischen Riffkalk und Dachsteinkalk einschaltet⁴⁾. Auf Blatt „Admont—Hieflau“ setzt sich der Dachsteinkalkzug der Kalten Mauer wahrscheinlich über Dürrenkogel und Wildling in die Lugauer Kette fort.

Über die Triasgesteine der westlichen Hochschwabgruppe transgrediert die von Bittner entdeckte Gosau des Fobestales. W. Frank hat das Vorhandensein dieser Gosauschichten mit Unrecht bezweifelt⁵⁾.

1) A. Bittner, Aus den Ennstaler Kalkalpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1885, S. 144.

2) In den Kalken der nur durch die Erosion abgetrennten Griesmaner fand Bittner Diploporen (am Hirscheck), im Kalkschutt der Leobner Mauer eine *Spirigera* sp.

3) Am besten ist die innige stratigraphische Verknüpfung von Dachsteinriffkalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk und das Nordfallen dieser Gesteine im Stock der Kalten Mauer bei einem Anblick des Berges von W (vom Hochschußer) zu überblicken. Der Pillstein und der Gipfel der Kalten Mauer zeigen deutlich geschichteten Dachsteinkalk, in den Felsen unterhalb der Melkstatt hingegen ist kaum Schichtung vorhanden.

4) Siehe geologische Spezialkarte, Blatt „Liezen“.

5) W. Frank, Überblick über die Geologie des Gamser Gosaubeckens. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 50. Band (Graz, 1913), S. 38.

Dieser Gosauzug besitzt nach meinen Beobachtungen sogar eine größere Länge als bei Bittner, denn er reicht gegen O bis zum Schafhalsattel, wo ich an den Abhängen der Schaufelwand sehr feinkörnige, graue Gosaukonglomerate aufgefunden habe. Die meist nur grieß- bis reiskorn-großen Gerölle sind durchwegs Triaskalke und -dolomite. Auch sonst bestehen die Gosauschichten des Fobestales vorwiegend aus bald größeren, bald feineren Kalkkonglomeraten und -breccien, die nur selten die bei Gosaukonglomeraten so häufige rote Farbe zeigen und oft ein so kalkiges Bindemittel aufweisen, daß sie ebensolche Karrenfelder bilden wie die Triaskalke und häufig aus der Ferne von diesen kaum zu unterscheiden sind. Westlich der Gsollmauer sind ähnliche Sandkalke und Breccien wie östlich der Eismauer vorhanden (Gosau?). Dieses Vorkommen war schon Bittner bekannt.

Über den tektonischen Bau der westlichen Hochschwabgruppe ist nicht viel zu der Darstellung im Jahrbuch 1922 hinzuzufügen. Die westliche Hochschwabgruppe ist eine nur flach gewellte, im allgemeinen gegen Nord einfallende, von mehreren Brüchen durchsetzte Kalk- und Dolomitplatte. Der morphologisch am klarsten in die Erscheinung tretende Längsbruch ist die Fobestilverwerfung, die sich in streng ost-westlicher Richtung aus der Gegend des Schafhalsattels bis über die Rohrhütte verfolgen läßt. Diese Verwerfung schneidet die Gosauschichten des Fobestales gegen N scharf ab, sie bedingt die prächtigen senkrechten Südwände des Brandsteins, Halterstockes, Kollmannstockes und der Rohrmauer. Die Südwand des Brandsteins zeigt vertikal geriefte Harnische. Daß diese Verwerfung sehr jugendlicher Entstehung ist, beweist nicht nur ihre morphologische Frische, sondern auch die Tatsache, daß an ihr die altmiozäne Landoberfläche noch verstellt wurde.

Eine jedenfalls ältere und daher morphologisch nicht so scharf ausgeprägte Störungslinie zieht aus der Gegend des Arzerbodens in nordöstlicher Richtung über die Eisenerzer Höhe und gegen den Grasberg, an der der Ramsaudolomit¹⁾ des Kreuzbühel steil auf den nordwestlich angrenzenden Dachsteinkalk aufgeschoben ist.

Ein in der Südwand des Ebensteins deutlich sichtbarer Querbruch bedingt die Westwand dieses Berges, sowie die noch viel gewaltigere Westwand des Griessteines. Zwei sehr deutlich ausgeprägte Querbrüche zeigt der Pfaffenstein bei Eisenerz: der östliche liegt zwischen Pfaffenstein und Kesselmauer, der westliche zwischen Kesselmauer und Plankogel; an beiden Brüchen ist der jeweils westlich gelegene Flügel abgesunken.

X. Nachtrag zu: „VIII. Die Deckscholle? des Buchberges“.²⁾

Ich habe in diesem Kapitel des ersten Teiles meiner Arbeit die Vermutung ausgesprochen, daß die von der westlichen Hochschwabgruppe durch den Hiefbauer Bruch (Hinter-Wildalpen—Winterhöhe—

¹⁾ Ob die ausgedehnte Dolomitmasse östlich der Eisenerzer Höhe in ihrer Gesamtheit Ramsaudolomit ist oder zum Teil noch zum Hauptdolomit gehört, läßt sich bei dem Fehlen terrigener Raibler Schichten nicht entscheiden.

²⁾ Jahrbuch 1922, S. 178—180.

Schwabeltal—Jägersattel—Hieflau) getrennte Gebirgsgruppe des Buchberges und der Fluchalpe ein Rest einer über den Hochschwab herübergekommenen Decke ist. Ich bin zu dieser Annahme dadurch veranlaßt worden, daß das Auftreten mächtiger, in ihrer Fazies sehr an die Aflenzler Entwicklung erinnernder Reingrabener Schiefer inmitten der sonst kaum angedeuteten Raibler Schichten der Umgebung bei Sedimentation an Ort und Stelle nur schwer erklärlich wäre. Nun aber treten — nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung Herrn Oberbergrates Ampferer — in der westlichen Fortsetzung des Buchberges ähnlich mächtig entwickelte Reingrabener Schiefer an der Nordseite der Tamischbachturmgruppe auf, die gleichfalls im Streichen sehr rasch an Mächtigkeit verlieren. Dort kann von einer Deckscholle keine Rede sein — es ist daher auch für den Buchberg wahrscheinlicher, daß er — entgegen meiner früheren Vermutung — keine Deckscholle darstellt, sondern die südwestliche Fortsetzung der Kräuterin ist. Man darf dann auch kein Herausheben dieser Scholle bei Hinterwildalpen annehmen¹⁾, sondern muß die östliche Fortsetzung der karnischen Gesteine der Fluchalpe im Gegenteil unter dem Dachsteinkalk des Lichtecks und P. 1037 vermuten; das meridional verlaufende, schutterfüllte Tal des Eisenerzer Baches bei Hinterwildalpen entspricht offenbar einem N-S gerichteten Querbruch. Die Goßüberschiebung ist nach dieser Deutung eine rein tertiäre Schubfläche.

Vielleicht kann man sich den auffallend raschen Wechsel von sehr mächtigen und geradezu verschwindenden Reingrabener Schiefen damit erklären, daß man annimmt, daß die Bildung der dolomitisierten Wettersteinkalkriffe an vielen Stellen auch noch bis in die karnische Zeit hinein angedauert hat, während gleichzeitig in den oft schmalen und krummen Gassen zwischen den Riffbauten bereits schwarzer Kalk und Ton sedimentiert wurde. Es scheint diese Vorstellung eine gewisse Schwächung der Argumente zu bedeuten, welche für die Annahme einer Festlandsnähe in der karnischen Zeit südlich von Aflenz sprechen, trotzdem aber ist eine Zunahme des terrigenen Einflusses in der karnischen Zeit im Süden der Haupttriffzone der mittleren und östlichen Kalkalpen nicht zu verkennen.

Eine tektonische Erklärung des raschen Wechsels von mächtigen und geringmächtigen Reingrabener Schiefen (tektonische Anschoppung, beziehungsweise Reduktion) halte ich wenigstens in den von mir untersuchten Gegenden für ausgeschlossen; denn man müßte in diesem Falle in den Regionen großer Mächtigkeit nicht die tatsächlich beobachtete regelmäßige Wechsellagerung von Schiefen und Kalkbänken, sondern eine wirr gefaltete Masse, in den Reduktionszonen einen Mylonit aus Schiefen und Kalen antreffen.

Im Gegensatz zum Buchberg halte ich eine schmale, zwischen Gosauschichten steckende Schuppe von weißem und rötlichem, Ammoniten²⁾ führendem Hallstätter Kalk, die ich südlich vom Wücl (Becken von Gams) aufgefunden habe, für einen winzigen Rest einer vorgosauisch über den Hochschwab geschobenen Decke. Es ist nämlich sehr naheliegend, sie für ein tektonisches Äquivalent

¹⁾ Jahrbuch 1922, S. 180.

²⁾ *Arcestes* — ähnliche, leider nicht näher bestimmbare Forunen.

der von Bittner¹⁾ aufgefundenen Hallstätter Kalke am Bergstein bei Landl anzusehen. Wenn ich dieses letztere Vorkommen auch leider nicht aus eigener Anschauung kenne, so halte ich es doch nach Bittners Karte und Beschreibung für äußerst wahrscheinlich, daß die Hallstätter Kalke am Bergstein samt dem begleitenden Muschelkalk und Werfener Schiefer der von Ampferer²⁾ als Deckscholle erkannten Masse des Zinödl bei St. Gallen entspricht.

Vielleicht darf auch das winzige Vorkommen von Werfener Schiefer beim Leitenschuster (Jahrbuch 1922, S. 164, Profil V) südwestlich von Wildalpen als ein an der tertiären Goßüberschiebung passiv mitgenommener Deckschollenrest aufgefaßt werden. Denn sonst wäre das Auftreten von Werfener Schiefer zwischen Gosau und Dachsteinkalk nicht leicht zu erklären.

XI. Der Querbruch Tremml-Wildalpen.

Im Jahrbuch 1922, S. 171, wurde gezeigt, daß das Dolomitgebiet von Abbrenn auf den Dachsteinkalkzug Hochkaar-Dürrenstein überfaltet ist. Am Röcker sind noch Spuren der Lunzer Schichten des verkehrten Mittelschenkels erhalten, sonst geht die Überfaltung in eine Überschiebung über (Neuhauser Überschiebung). Diese Überschiebungslinie läßt sich vom Beilstein über Fachwerk, Imbachmündung, Bergibauer bis nahe an den Tremml verfolgen. Hier erscheint die Linie plötzlich um $2\frac{1}{2}$ km nach Süden zum Nachbargauer im Imbachtal verschoben, von wo sie sich über Abbrenn und Thalerhütte an den Kartenrand nördlich von Rotwald verfolgen läßt.

Diese Verschiebung der Neuhauser Linie ist auf einen Querbruch zurückzuführen, der wahrscheinlich die tiefe Einsattlung des Tremml verursacht und das scharfe Abschneiden der in enger Schlucht von der Lassing oberhalb Klaus durchsägten Dachsteinkalke gegen W bedingt. Wahrscheinlich ist auch der nord-südliche Verlauf des Hopfgartentales auf das Durchstreichen dieses Bruches zurückzuführen. In dem Dolomitgebiet zwischen Klaus und Hopfgartental ist begreiflicherweise der genaue Verlauf dieses Bruches nicht festzustellen.

Vielleicht haben wir einen Anhaltspunkt dafür, daß der Bruch östlich des Hochkogels durchstreicht, in einer aus der Feder E. Kittls stammenden Mitteilung in der Gedenkschrift zur Eröffnung der zweiten Wiener Hochquellenleitung³⁾, wo es heißt: „Hier (nämlich im Stollen durch den Hochkogel) wurde indes unterhalb des Kollergrabens eine mächtige Dislokationsspalte verquert, aus der zu wiederholten Malen außerordentliche Schlammeinbrüche in den Stollen erfolgten.“

An dem Querbruch ist der östliche Flügel gehoben; eine bedeutendere Blattverschiebung scheint nicht erfolgt zu sein, da der saiger stehende Reingrabener Schieferzug Mandl-Baumacher unverschoben gegen den Eibelsattel weiterstreicht. Bei der äußerst flachen Schichtenlage bei Klaus ist es durchaus möglich, daß nur durch eine vertikale Hebung des östlichen Flügels die Neuhauser Überschiebungslinie im Kartenbild um $2\frac{1}{2}$ km nach Süden verschoben erscheint.

¹⁾ A. Bittner, Aus den Ennstaler Kalkalpen. — Neue Fundstelle von Hallstätter Kalk. Verhandlungen Geol. R. A. 1885, S. 145.

²⁾ O. Ampferer, Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrbuch 1921.

³⁾ Die zweite Kaiser Franz Josef-Hochquellenleitung der Stadt Wien. Wien, 1910. Verlag Gerlach und Wiedling. Die geologischen Verhältnisse im Zuge der Leitung, S. 66.

XII. Das Schuppen- und Deckschollengebiet östlich der Kräuterin.

a) Kräuterin und deren östliche Fortsetzung.

Die Gebirgsgruppe der Kräuterin wird, wie bereits Stur¹⁾ bekannt war, von einer einfachen südostfallenden Schichtfolge aufgebaut: Ramsaudolomit, einige Meter mächtige, stellenweise aber ganz reduzierte Reingrabener Schiefer, Hauptdolomit und Dachsteinkalk.

Da die ganze Schichtfolge von den Reingrabener Schiefeln im Hochstadlgraben bis zum Gipfel des Hochstadls ein sehr gleichmäßiges, etwa 20° OSO gerichtetes Einfallen besitzt, ergibt sich für den Hauptdolomit eine Mächtigkeit von etwa 1100 bis 1200 *m*, während vom Dachsteinkalk am Gipfel des Hochstadl noch 400 *m* erhalten sind. Hier dürfte sehr wenig von der ursprünglichen Mächtigkeit des Dachsteinkalkes entfernt worden sein, da in der östlichen Fortsetzung der Kräuterin, am Bucheck, höchstens 400 *m* Dachsteinkalk zwischen Hauptdolomit und Lias liegen. Wir sehen also, daß in der Gebirgsgruppe der Kräuterin die Dolomitisierung bereits viel höher in die norische Stufe hinaufreicht als weiter im W. In der nördlichen Dachsteingruppe beginnt der Dachsteinkalk fast unmittelbar über den Raibler Schichten. In den Gesäusebergen beträgt nach Ampferers Profil²⁾ die Mächtigkeit des Hauptdolomits am Kleinen Buchstein höchstens 500 *m*, in der Hochtorgruppe 700 *m*, während der Dachsteinkalk dieser Gruppe mindestens 1000 *m* erreicht. Aber auch in der Gruppe des Stangl zeigt der Dachsteinkalk noch eine Mächtigkeit von über 1000 *m*³⁾. Hingegen tritt in der östlichen Fortsetzung der Kräuterin (Gippel-Göllierzug) der Dachsteinkalk noch mehr zugunsten des Hauptdolomits zurück als in der Kräuterin.

Die Grenze von Hauptdolomit und Dachsteinkalk ist nicht ganz scharf: an der Grenze beider Schichtgruppen wird die Schichtung im Hauptdolomit viel deutlicher, kalkige und dolomitische Bänke stehen in Wechsellagerung, was auch in den Profilen VII und VIII, Jahrbuch 1922, S. 164, zur Darstellung gebracht wurde.

Während Bittner den ganzen Westrand des Kräuterinstockes als Dachsteinkalk kartiert, hat die neuere Aufnahme ergeben, daß nur der Kamm vom Dreizipf bis zum Hochstadl, sowie der Gipfel des Fadenkamp und der Kamm des Fadenberges vom Punkt 1283 an gegen O aus Dachsteinkalk bestehen, in den Zwischenräumen jedoch der Hauptdolomit über den Kamm der Kräuterin bis zum Platschboden und ins Fadenal hinabreicht.

Der Schichtkopf des Dachsteinkalkes der Kräuterin läßt sich vom Fadenberg über Kleine Baliwand, Bucheck, Steinhaus bis auf den Pötschberg verfolgen. Das östliche Ende des Dachsteinkalkzuges der Kräuterin ist der Punkt 1037 östlich des Oischinggrabens.

Der Dachsteinkalk der Tribein gehört meiner Ansicht nach nicht dem eigentlichen Kräuterinzug, sondern einer südlich darüberliegenden Schuppe an, welche sich in der Gegend des Fadenberges vom

1) D. Stur, Geologie der Steiermark, S. 423.

2) Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 1921, S. 119.

3) Jahrb. 1922, S. 173, Profil IX.

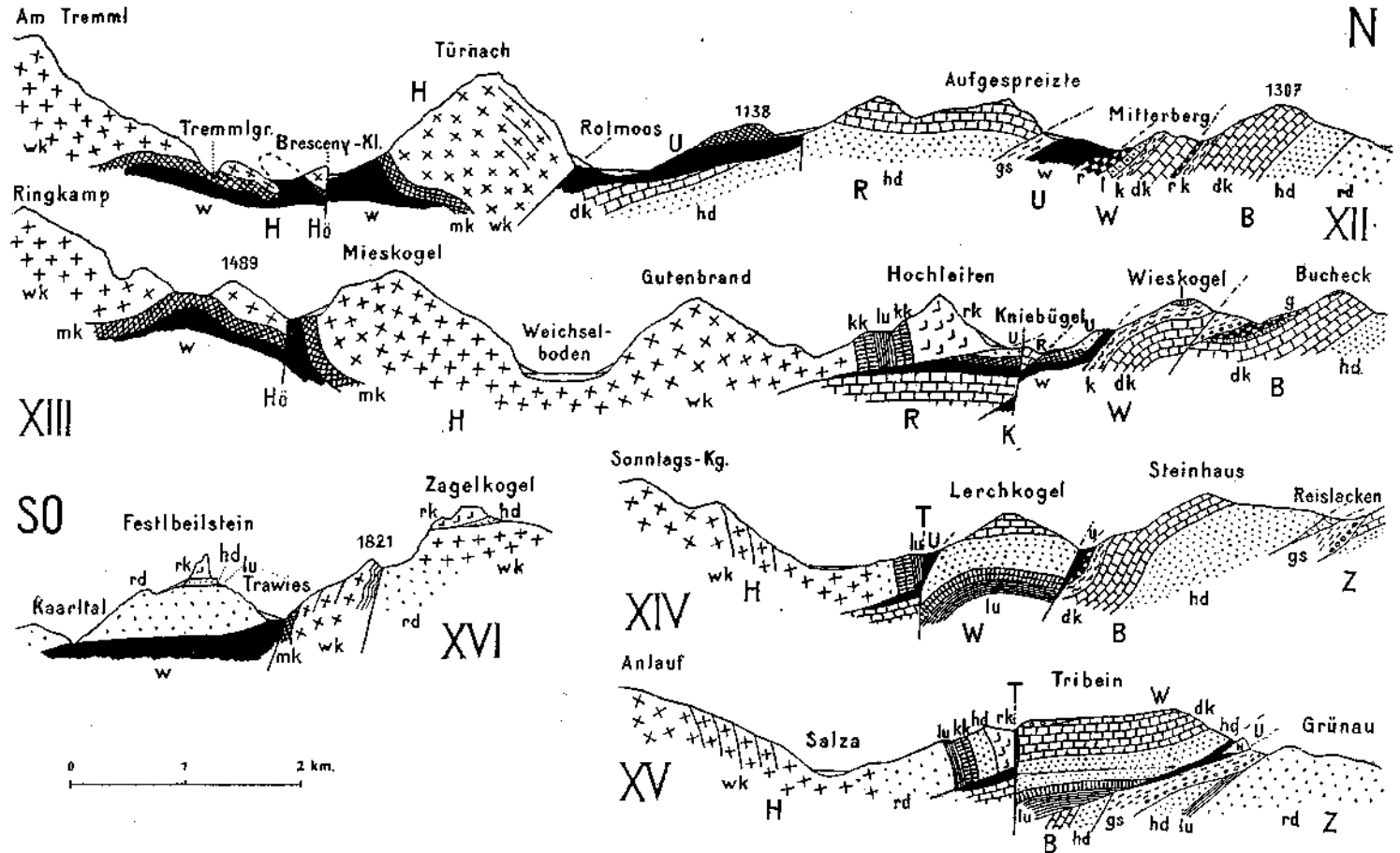


Fig. 1. Profile durch die nordöstliche Hochschwabgruppe.

Zeichenerklärung zu den Profilen. (Fig. 1)

a) Schichtgruppen:

- w = Werfener Schiefer, Gips, Haselgebirge.
 mk = Gutensteiner Kalk und Dolomit.
 wk = Wettersteinkalk, oft dolomitisch. Wo Schichtung im Wettersteinkalk auftritt, ist diese auch in den Profilen zum Ausdruck gebracht.
 rd = Ramsandolomit (=Wettersteindolomit).
 lu = Lunzer Sandstein und Reingrabener Schiefer.
 kk = dunkle Kalke und Dolomite der karnischen Stufe.
 hd = Hauptdolomit.
 dk = geschichteter Dachsteinkalk.
 rk = ungeschichteter Dachsteinriffkalk.
 h = Hallstätter Kalk.
 k = Kössener Schichten.
 l = Rote Liaskalke.
 r = jurassischer Radiolarit.
 g = Gosaukonglomerat.
 gs = Gosausandstein und -mergel.
 Unbezeichnet sind rezente Schuttbildungen und Talalluvionen.

b) Tektonische Einheiten:

- U = Ultradeckschollen (vorgosauischer Entstehung).
 H = Hochschwabschuppe
 R = Radmeralschuppe
 W = Wieskogel-Tribeinschuppe } nachgosauischer Entstehung.
 B = Bucheck-Pütschbergzug.
 Z = Zug der Zellerhüte.
 T = Tribein-Reithals-Bruch.
 K = Kniebügel-Bruch.
 Hö = Höllbruch.

Die Numerierung der Profile ist fortlaufend zu derjenigen des ersten Teiles dieser Arbeit im Jahrbuch geol. B. A. 1922.

Kräuterinzug abzulösen beginnt und sich über Mitterberg, Wieskogel, Rodlach, Lerchkogel bis auf die Tribein verfolgen läßt. Ich werde diese Schuppe weiterhin als Wieskogel-Tribeinschuppe bezeichnen.

Im Hangenden des Dachsteinkalkes des Kräuterinzuges und der Wieskogel-Tribeinschuppe haben sich stellenweise Kössener Schichten, Jura und Gosauschichten erhalten.

Die Kössener Schichten sind vorherrschend dunkelgraue, geschichtete Kalke; auch graue, gelblich anwitternde oder rotbeschlagene Mergelkalke („Lebermergel“)¹⁾ und dolomitische Bänke treten auf. In Dürradmer, an der Abzweigung der ins Fadental führenden Forststraße, ist das Gestein sehr reich an Brachiopoden. Ich konnte *Waldheimia norica* Sueß, *Rhynchonella cf. fissicostata* Sueß bestimmen. Eine Sprengung an dieser Stelle würde höchstwahrscheinlich eine größere rhätische Brachiopodenfauna liefern.

Eine lange Liste von rhätischen Versteinerungen aus Dürradmer ist in D. Sturs „Geologie der Steiermark“ (S. 424) enthalten; das Material entstammt zum größten Teil einer alten Aufsammlung H. Wolfs und befindet sich im Museum der Geologischen Bundesanstalt. Nach Sturs

¹⁾ E. Sueß u. E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. geol. R. A. 1868, S. 175.

Beschreibung dürften diese Fossilien von demselben Fundorte stammen, wie die obengenannten Brachiopoden.

In der *Lethaea geognostica* (Arthaber, Alpine Trias, Taf. 49, Fig. 7) ist ein *Pecten valonensis* DeFr. aus dem Ochsental bei Dürradmer abgebildet¹⁾. Bittner erwähnt in seinem Tagebuch aus den Mergelkalken des unteren Fudentales: *Waldheimia norica* Sueß, *Spiriferina uncinnata* Schafh.

Meist über den Kössener Schichten, am Bucheck aber unmittelbar über dem Dachsteinkalk, liegen dunkelrote, knollige Kalke, aus welchen Bittner in seinem Tagebuch anführt: *Aegoceras*, *Phylloceras* und *Nautilus*.

Nach diesen Fossilien sowie nach der petrographischen Beschaffenheit handelt es sich um Liaskalke (Facies der bunten Cephalopodenkalke). Am Gipfel des Wieskogels (Profil XIII) ist der Lias als dunkelroter Crinoidenkalk entwickelt.

Über dem Liaskalk, stellenweise aber auch unmittelbar auf dem Dachsteinkalk, liegen meist rotgefärbte, kieselig tonige, kalkfreie Gesteine, die sich im Schliff als ganz erfüllt mit Radiolarien erweisen (Radiolarite). Eine genaue Altersbestimmung ist nicht durchführbar, mir scheint aber tieferer Malm als das wahrscheinlichste, da sie in vollständigeren Profilen zwischen Klauskalk und Aptychenkalk auftreten (z. B. Oisberg bei Groß Hollenstein²⁾).

Die Gosauschichten sind an fünf Stellen erhalten geblieben: 1. nördlich vom Bucheck zwischen dem ehemaligen Lochbach-Wirtshaus und der Reislacken, 2. im oberen Oischinggraben, 3. zwischen Bucheck und Rodlach-Wieskogel, 4. nördlich des Aufgespreizten, 5. auf dem Plateau der Tribein.

1. Der Transgression der Gosauschichten nördlich des Buchecks ist eine tiefgreifende Erosion vorausgegangen, da die Gosauschichten beim ehemaligen Lochbach-Wirtshaus (jetzt Jagdhütte) über Ramsaudolomit und Reingrabener Schiefer transgredieren. Es treten Konglomerate zum Teil mit exotischen Geröllen (schön gerundete Quarze von Taubeneigröße), Sandsteine, schwarze Mergel mit Kohlenspiuren und rote Mergel (Nierentaler Schichten) auf. Von den Gosauschichten sind hier — soweit die meist sehr schlechten Aufschlüsse erkennen lassen — nur zwei größere und zwei kleinere Denudationsreste übrig geblieben (s. tekton. Karte S. 296). Das westliche von den zwei größeren Vorkommen zeigt deutlich den Bau einer normalen Mulde. Denn an der Vereinigung der von N kommenden Quellbäche des Schallnbaches südöstlich vom Lochbachhaus sieht man deutlich, daß die groben, besonders viel roten und grauen Hornsteiu enthaltenden Gosaukonglomerate mit 25° gegen Norden geneigten Schichten dem Hauptdolomit „In der Schallen“ aufgelagert sind. Nach Bittners Tagebuchnotizen befand sich bei der Straßenbrücke östlich des Lochbach-Wirtshauses ein Kohlenschurf, der jedoch heute derart verfallen ist, daß die Stelle kaum mehr zu erkennen ist. Bittner

¹⁾ Nur die Angabe „Niederösterreich“ ist irrtümlich, Dürradmer gehört zu Steiermark.

²⁾ G. Geyer, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt „Weyer“, S. 34.

find in den kohlen-schmitzen-führenden Mergeln Cerithien und Omphalien. Im östlichen Lappen sind die Gosauschichten mit meist steil südfallenden Schichten dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Großen Zellerhutes aufgelagert und werden vielleicht vom Hauptdolomit des Buchecks überschoben (Profil XIV)¹⁾.

Zwischen den Gosauschichten bei der Reislacken und der Hauptdolomitmasse an der Nordseite ist ein gegen S einfallender, pfirsichblütenroter Kalk aufgeschlossen, dessen Alter nicht festgestellt ist. Bittner vermutet Starhemberger Schichten; ich halte das Gestein entweder für Lias oder für Hallstätter Kalk. In ersterem Falle gehörte es wahrscheinlich ursprünglich ins Hangende des Dachsteinkalkes des Zellerhutes und ist bei der Überschiebung der Steinhausmasse von diesem abgerissen und auf die Gosau aufgeschoben worden, in letzterem Fall ist es ein dem später zu besprechenden Hallstätter Kalk an der Nordseite der Tribein analoges Vorkommen. Auch die im Jahrbuch 1922, S. 176, beschriebenen Basisgesteine des Plassenkalkes des Torsteins besitzen eine ähnliche petrographische Beschaffenheit.

Gegen Osten sind die Gosauschichten der Reislacke durch einen Bruch abgeschnitten, der vielleicht auch die auf Blatt „Gaming—Mariazell“ eingetragene Verschiebung der Lunzer Schichten des Zellerhut-zuges bei der Hutmauer bewirkt.

2. Das Gosauvorkommen des Oischinggrabens ist nur das westliche Ende eines Zuges von Gosauschichten, der sich über den Köckensattel (zwischen Fadenboden und Tribein) ins Halltal erstreckt. Diese Gosauschichten liegen mit Konglomeraten den Dachsteinkalken des Punkt 1310²⁾ auf, welcher offenbar dem Zug der Zellerhüte angehört.

Über den Konglomeraten liegt ein Komplex von dünnplattigen grauen Mergeln, kalkigen Sandsteinen und Kalken, der äußerst intensiv gefaltet ist, wie die Aufschlüsse am rechten Ufer des Oischingbaches deutlich zeigen. Vom Hauptdolomit des Pötschberges sind die Gosauschichten durch einen Querbruch getrennt, der in dem vom Punkt 1512 herabkommenden Graben prachtvoll aufgeschlossen ist. Die Gosauschichten sind am Bruch nach aufwärts geschleppt, was gegen eine Überschiebung des Pötschbergtrias auf die Gosauschichten spricht.

3. Die Gosauschichten südlich vom Bucheck sind nicht nur, wie Bittner angibt, auf den Bucheck- und oberen Drechslergraben beschränkt, sondern bilden auch das Quellgebiet des Wieskogel und Rodlach trennenden Baches. Sehr deutlich ist die Auflagerung der Gosaukonglomerate auf den Dachsteinkalken des Buchecks an der Stelle, wo der Rodlachkamm abzweigt; auch östlich des 1441 m hohen Westgipfels des Buchecks hat sich eine Spur Gosaukonglomerate erhalten. In dem Tälchen westlich des Rodlach sind die Gosauschichten vorwiegend als flysch-ähnliche, dunkelgraue, sandige Mergel entwickelt.

Die Gosauschichten südlich des Buchecks werden von der Wieskogel-Tribein-Schuppe überschoben (Profil XIII). Die westliche Fortsetzung dieser Schubfläche ist wahrscheinlich die Überschiebung

¹⁾ Die beste Kontaktstelle liegt an der bereits auf Blatt „Gaming—Mariazell“ gelegenen nördlichsten Stelle des vom Franzbauer zum Lochbach-Wirtshaus führenden Fahrweges. Man sieht hier, wie die sehr steil südfallenden Gosauschichten mit sehr starker Diskordanz dem fast flach liegenden Hauptdolomit des Großen Zellerhutes aufliegen.

²⁾ Bereits auf Blatt „Gaming—Mariazell“ gelegen.

der Dachsteinkalke des Mitterberges über die Kössener Schichten und Radiolarite des Ochsentales (Profil XII). Im oberen Drechslergraben sieht man, daß diese Überschiebung aus einer liegenden Synklinale hervorgegangen ist, die wahrscheinlich vorgosauisch angelegt, nachgosauisch ausgestaltet und in eine Schubfläche verwandelt wurde. Auch im Moosbachtale und an der Strohmayeralm haben sich Spuren von Gosauschichten (graue Mergel und Breccien) an dieser Schubfläche erhalten.

4. Die Gosauschichten nördlich des Aufgespreizten sind eine kleine Partie sandiger, grauer Mergel, welcher den später (S. 289) noch näher zu beschreibenden Haselgebirgsmassen aufgelagert ist und vom Dachsteinkalk des Aufgespreizten überschoben wird (Profil XII). Der Aufgespreizte stellt also eine weitere Schuppe der Kräuterinmasse dar, welche ich als Schuppe der Radmeralpe¹⁾ bezeichne. Zu dieser Schuppe gehört auch der Falken- und Todeskogel sowie der schmale Dachsteinkalksporn beim Kniebügel (Profil XIII).

5. Auf der Höhe des Tribeinplateaus liegt ein kleines Vorkommen von über Dachsteinkalk transgredierenden Gosauschichten (Konglomerate, Sandsteine, Mergel), welches Bittner noch unbekannt war (Profil XV). Hingegen zeichnet Bittner in dem von einem Fußsteig benützten Graben, der sich von der Tribein östlich gegen Gußwerk hinabzieht, ein Gosauvorkommen ein; ich halte die daselbst liegenden Gosaukonglomeratblöcke nicht für anstehend, sondern glaube, daß sie von dem Gosauvorkommen am Plateau herabgerollt sind.

Die Wieskogel-Tribeinschuppe bildet im Drechslergraben und am Lerchkogel eine flache Antiklinale (Profil XIV). Östlich des Moosbachgrabens heben sich die norischen Gesteine (Hauptdolomit, Dachsteinkalk) dieser Schuppe heraus, darunter kommen in dem Raume zwischen Moosbach- und Oischinggraben Gesteine der karnischen Stufe²⁾ heraus. Allerdings sind hier — worüber sich schon Bittner beklagt — die Aufschlüsse sehr schlecht und der Einblick in die Lagerungsverhältnisse stellenweise durch die Bedeckung mit Moräne noch erschwert. Hier erscheinen zunächst ziemlich indifferente, dunkle, fossilleere Kalke, welche die felsigen Hügel südlich der Strohmayeralm bilden und von Bittner für Muschelkalk gehalten wurden; der Gebirgsbau wird jedoch leichter verständlich, wenn man diese Kalke als karnisch auffaßt. Außerdem gibt es ziemlich mächtige Lunzer Sandsteine und Reingrabener Schiefer. Im Liegenden der Reingrabener Schiefer erscheinen (etwa 700 m nördlich vom Franzbauer) an einer Stelle typische Aonschiefer (schwarze dünnplattige Kalkschiefer). Beim Ober Oischinger tritt im Liegenden der Lunzer Schichten Ramsaudolomit hervor.

Östlich vom Oischinggraben verschwinden die Lunzer Schichten und karnischen Kalke unter den Dachsteinkalken der Tribein. Ich halte daher die deutlich geschichteten Dachsteinkalke, welche den größten Teil des

1) Rammeralpe der Spezialkarte.

2) Die karnischen Gesteine wurden auch in das Profil XIV hineinprojiziert.

ebenen Triebenplateaus¹⁾ bilden, für die tektonische Fortsetzung der Dachsteinkalke des Lerchkogels, rechne sie also zur Wieskogelschuppe. Am Nordrand der Trieben dringt die Wieskogelschuppe über die der Trias der Zellerhüte aufgelagerte Gosauzone Oischinggraben—Rasing vor, wobei unter dieser Schubmasse auch die östliche Fortsetzung des Bucheck-Pötschberg-Zuges (Schichtkopf der Kräuterin) steil auf diese Gosauschichten aufgeschoben wurde (Profil XV). Östlich von Mariazell scheint nach der — von mir noch nicht überprüften — älteren Karte die Wieskogel-Triebenschuppe bald zwischen Gosauschichten im Liegenden und Hangenden auszuweichen.

b) Die Zeller Staritzen.

Südlich von der Wieskogelschuppe folgt als nächste tektonische Einheit die Hochschwabmasse. Das große, äußerst einförmige Massiv der Zeller Staritzen besteht aus lichtem, grusigem Dolomit und hellen, meist massigen, nur stellenweise geschichteten, mehr oder minder dolomitischen Kalken. Bittner hat den Dolomit als „unteren Dolomit“ (Ramsaudolomit), die Kalke als Dachsteinriffkalk kartiert. Obwohl die Kalke meist im Hangenden der Dolomite auftreten — die Grenze ist oft unscharf —, möchte ich doch auch die Kalke noch dem Wettersteinkalkniveau zurechnen, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Zeller Staritzen, Gutenbrand, Mieskogel und Türnach bilden zweifellos eine einheitliche Kalkmasse, die nur oberflächlich durch die Erosionstäler der Salza, der vorderen Hölle und des Radmerbaches zerschnitten ist. Nun fand ich in den Kalken des Türnach *Diplopora annulata*,²⁾ wodurch das ladinische Alter der Kalkmasse bewiesen ist.

Im Museum der Geologischen Bundesanstalt liegt ein Handstück mit vorzüglich erhaltenen Exemplaren von *Diplopora annulatissima* (Bestimmung durch Dr. J. Pia), welches nach der angeklebten Etikette in „Weichselboden nächst der Einmündung des Radmerbaches in die Salza“ gefunden wurde. Das allseits angewitterte, eckige Stück ist sicher kein Bachgerölle, stammt wahrscheinlich von der Schutthalde des Ameiskogels und ist ein Beweis für die Zugehörigkeit des tieferen Teiles des Wettersteinkalkes zur anisischen Stufe.

An den wenigen Stellen, wo diese Kalkmasse Schichtung zeigt, erkennt man, daß sie an ihrem Nordrande gegen NNW. einfällt. Besonders deutlich ist dies am Anlauf zu sehen (Profil XV), aber auch am Ameiskogel (Türnach) südlich von Rotmoos (Profil XII) und zu beiden Seiten des Gschödringgrabens (Profil XIV) ist diese Erscheinung zu bemerken. Im Hangenden der Kalke, bzw. Dolomite folgt nun ein Zug von Lunzer Schichten (Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein), der sich in schnurgerader Richtung von Gußwerk bis Rotmoos, 11¹/₂ km lang, verfolgen läßt.

Bittner kannte diesen Zug von Lunzer Schichten nur vom Südgehänge der Hochleiten und von der Trieben und hat sie an letzterem Orte mit den S. 286 erwähnten Lunzer Schichten zwischen Oisching- und Moosbachgraben (Wieskogelschuppe) verbunden. Meine Aufnahmen haben ergeben, daß eine solche Verbindung nicht nachweisbar ist; sondern die Lunzer Schichten des Trieben-Südhanges streichen nördlich des Profils 852 und südlich der daselbst anstehenden Werfener Schiefer über den Franzbauer nach SW,

¹⁾ Nur die Weiße Mauer (1299 m), der südlichste Teil der Trieben, gehört der Hochschwabdecke an (siehe S. 288).

²⁾ Jahrb. Geol. Bundesanstalt 1922, S. 161.

setzen am Reithals einen Kilometer lang aus, beginnen jenseits dieses Sattels wieder in genau derselben Lage südlich des Werfener Schieferzuges und lassen sich von hier über den Nordabfall des Maiskogels ununterbrochen in die durch eine Flachstufe morphologisch sehr scharf ausgeprägten Lunzer Schichten des Hochleitenzuges verfolgen.

Im Hangenden der Lunzer Schichten liegen sowohl an der Tribein als an der Hochleiten geschichtete schwarze Kalke mit Echinodermenspuren (Crinoiden, auch Pentacrimus, Cidariskeulen) bisweilen von oolithischer Beschaffenheit und dann den Carditaoolithen am Hochschwabplateau gleichend, und Rauhwacken. Man kann diese Schichtgruppe auch als Opponitzer Kalk bezeichnen, wenn auch der typische Opponitzer Kalk etwas anders aussieht. Die Schichtreihe Lunzer Schichten + Opponitzer Kalk fällt durchwegs sehr steil gegen NNW ein (60—70°, Profile XIII—XV).

Aber auch im Liegenden der Lunzer Schichten treten stellenweise dunkle Kalke und Dolomite auf, die sich ohne scharfe Grenze aus dem Wettersteinkalk entwickeln. Sie dürften auch bereits zum Teil der karnischen Stufe angehören¹⁾. Besonders auffallend ist das starke Hervortreten dunkler geschichteter Kalke im Liegenden der Lunzer Schichten im Raume zwischen Franzbauer und Greith. Hier habe ich nur die über dem lichten Ramsandolomit des Ilmitzkogels liegenden schwarzen Dolomite der karnischen Stufe zugerechnet, die dunklen Kalke im Liegenden des Ramsandolomites auf der Karte mit der Farbe des Reiflinger Kalkes bezeichnet. Die Aufschlüsse an der Straße zwischen Greith und Franzbauer zeigen, daß diese dunklen Kalke vom hellen Wettersteinkalk der Zeller Staritzen nicht scharf trennbar sind, ähnlich wie die S. 275 beschriebenen dunklen Plattenkalke des Ghackten vom Wettersteinkalk der Hochschwab-Südwand.

Über den Opponitzer Kalken der Tribein und Hochleiten liegt zunächst meist etwas Dolomit und darüber ein heller, massiger Kalk (Dachsteinriffkalk), stellenweise rot geädert oder selbst rot gefärbt und dadurch an Hallstätter Kalk erinnernd. (Ähnlich wie der Dachsteinriffkalk der Mitteralpe.)²⁾

Über dem Dachsteinriffkalk der Weißen Mauer (Tribein-Südgipfel) liegen in dem bereits S. 286 erwähnten Graben an der Ostseite der Tribein dunkelgraue Fleckenmergel (Lias?). In einem höchstwahrscheinlich auch von hier stammenden, in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt liegenden Stück sind weiße Crinoidenstielglieder enthalten, was die Ähnlichkeit mit Liasfleckenmergel noch erhöht.

c) Die Deckschollen.

Außer den bisher beschriebenen Gesteinen trifft man in dem Raume nördlich der Zeller Staritzen und östlich der Kräuterin eine Anzahl von meist streifenförmig angeordneten Vorkommen von Werfener Schiefeln, welche mit keiner der bisher genannten Schichtgruppen in normalem Verbands stehen und zweifellos Deckschollen darstellen. Den Werfener Schiefeln sind stellenweise Kalke und Dolomite der Mitteltrias aufgelagert. Die Werfener Schiefer liegen meist mit ihrem Nordrande auf den Jura- oder Obertriasgesteinen des Kräuterinzuges

1) Vergleiche die mehrfache Wechsellagerung von dunklen Kalken und Schiefeln in der karnischen Stufe der Aflenzer Fazies.

2) A. Bittner, Aus dem Gebiete der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab, Verh. 1887, S. 93.

auf und werden an ihrem Südrande von denselben Gesteinen überschoben, welchem Vorgange diese Deckschollen meist ihre Erhaltung verdanken.

Am klarsten ist die Deckschollennatur bei dem ausgedehnten Vorkommen von Werfener Schiefen und gipsreichem Haselgebirge¹⁾ zu erkennen, das sich aus dem Geröhremoos bis nach Dürradmer und in den Raum zwischen Falkenkogel und Aufgespreizten erstreckt. Werfener Schiefer und Haselgebirge liegen hier auf den südfallenden Juragesteinen des Mitterberges (S. 284) auf und werden vom Dachsteinkalk des Aufgespreizten überschoben (Profil XII). Der Überschiebungskontakt ist meist durch Schutt verhüllt.

Von Dürradmer lassen sich Werfener Schiefer und Haselgebirge über den oberen und unteren Drechsler noch etwa $3\frac{1}{2}$ km weit nach O verfolgen, hier eine auffallende, in etwa 1000 m Höhe am S-Hang von Wieskogel und Rodlach gelegene, durch Gehängeabflachungen und Einsattelungen gekennzeichnete Zone bildend. Die Kössener Schichten und Juragesteine des Wieskogels und Rodlach fallen ebenso deutlich wie diejenigen des Mitterberges unter diese schmale Zone von Werfener Schiefen ein (Profil XIII). Südlich dieser Werfener Schieferzone treten an der Nordseite des Ramsautales schwarze, dünnplattige Gutensteiner Kalke und weißer Ramsaudolomit auf, die wohl das normale Hangende der Werfener Schiefer sind und somit zur Deckscholle gehören. Der Gutensteiner Kalk zeigt intensive Kleinfaltung, wie besonders schön in den Aufschlüssen an der neuen Straße im Ramsautale zu sehen ist. Dickere Bänke sind gebrochen, dünnere plastisch gefaltet. Der Ramsaudolomit läßt auffallend starke Mylonitisierung erkennen.

Die über die Werfener Schiefer überschobene Dachsteinkalkmasse des Aufgespreizten (Radmeralmschuppe S. 286) setzt sich gegen O über den Todeskogel in den schmalen Dachsteinkalksporn fort, der über den Kniebügelsattel (876 m) bis auf den (nur auf der Originalaufnahme 1 : 25.000 bezeichneten) Punkt 1062 südöstlich vom Wieskogel reicht. Von dem Ramsaudolomit beim Ebner ist dieser Dachsteinkalksporn durch einen sehr scharf ausgeprägten vertikalen Bruch²⁾ (Kniebügelbruch Profil XIII) getrennt. Todeskogel und Falkenkogel sind gegen über dem Aufgespreizten an einer N-Sstreichenden Verwerfung abgesenkt, welche die schroffe W-Wand des Falkenkogels bedingt.

Eine weitere Deckscholle ist die Masse von Werfener Schiefer, Gips³⁾ und Gutensteiner Dolomit, die die Rote Mauer (1138 m) bei Rotmoos bildet (Profil XII). Ein kleiner Aufschluß von Werfener Schiefen

¹⁾ Aus dem Gips entspringt südlich von Dürradmer das milchige „Kaswasser“. Das Gipsvorkommen bei Dürradmer wird schon von Hauer und Fötterle im Jahre 1852 erwähnt (Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt III. Bd., 4. Heft, S. 60). Es dürfte sich um eines der größten Gipsvorkommen Österreichs handeln. In dem vom Aufgespreizten gegen NW hinabziehenden Graben ist der Gips in einer Mächtigkeit von mehr als 100 m aufgeschlossen.

²⁾ Dieser Bruch muß in dem Straßentunnel durch den Kniebügel zur Zeit des Tunnelbaues gut aufgeschlossen gewesen sein; leider ist die Kontaktstelle zwischen Dachsteinkalk und Ramsaudolomit jetzt mit Beton verkleidet.

³⁾ Typische Gipsdolinien am Beginn des markierten Hochstadlweges. Der Name „Salzboden“ scheint auch auf das Vorhandensein von Salz hinzudeuten.

an S-Rand des Beckens von Rotmoos deutet darauf hin, daß auch der Untergrund dieses postglazialen Seebodens von Werfener Schiefen gebildet wird. Gegen NO setzt sich der Werfener Schiefer dieser Deckscholle in dem kleinen Graben, welcher bei der großen Kehre der Straße nördlich von Rotmoos abzweigt — allerdings sehr schlecht aufgeschlossen, aber doch nachweisbar und durch eine Quelle bezeichnet — ein Stück gegen den Sattel nördlich vom Spannkogel fort. Diese Deckscholle ist offenbar der Schuppe der Radmeralpe aufgelagert und wird selbst wieder von der zur Hochschwabmasse gehörigen Hochleiten (S. 288) überschoben (Profil XIII).

Es ist also hier bereits eine deutliche Hochschwabdecke (= Hochalpine Decke Kober) vorhanden, wenn auch nur von einer wenige Kilometer betragenden Schubweite. Man sollte daher lieber statt Hochschwabdecke Hochschwabschuppe sagen¹⁾. Wie an anderer Stelle²⁾ gezeigt wurde, geht westlich des Brunntales diese Überschiebung in eine Verwerfung über.

Ich habe lange geschwankt, ob ich nicht den ganzen Hochleitenzug (zwischen Hals, Salza-, Radmer- und Ramsautal) als eine über den Hochschwab herübergekommene Deckscholle auffassen soll, worin ich durch die Auffindung eines kleinen Vorkommens gänzlich zerriebener roter und grüner Werfener Schiefer an der Waldbahn Rotmoos—Greith (etwa südlich vom „t“ von „Hochleiten“) noch bestärkt wurde. In diesem Falle müßte man mit Bittner den dunklen Dolomit im Liegenden der Lunzer Schichten des Hochleitenzuges als Gutensteiner Dolomit auffassen. Von dieser Deutung bin ich aber abgekommen, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Stehen die Werfener Schiefer westlich der Hochleiten mit den Kalken dieses Zuges nicht in normalem Verbands (Profil XIII).

2. Ist eine Triasentwicklung mit nur 150 m dunklem Dolomit zwischen Werfener Schiefer und Lunzer Schichten sonst nicht bekannt.

3. Würde der offenbar so einheitliche Zug von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk Rotmoos-Gußwerk zerrissen.

4. Zeigt es sich, daß sich die dunklen Kalke und Dolomite im Liegenden der Lunzer Schichten gegen oben aus den hellen Kalken der Zeller Staritzen entwickeln (Straße zwischen Greith und Franzbauer, Ochsenmauer³⁾ zwischen Greith und Hals).

Ich nehme daher an, daß die Werfener Schiefer an der Waldbahn denen an der W-Seite des Hochleitenzuges entsprechen und an einer sekundären Bewegungsfläche aus der Tiefe heraufgeschleppt sind.

Ein langgestreckter, schmaler, an mehreren Stellen von Gips begleiteter Zug von Werfener Schiefen beginnt westlich von Greith und läßt sich, stets nördlich von dem S. 287 beschriebenen Zug von Lunzer Schichten, in schnurgerader Richtung über den Reithals und Franzbauer bis zum Unter-Oischinger verfolgen; ein letzter Rest dieses Werfener Schieferzuges scheint in dem bereits S. 286 und S. 288 erwähnten Graben an der O-Seite der Tribein anzustehen. Zwischen Greith und Moosbachgraben fallen die Gesteine von beiden Seiten gegen den Werfener Schieferzug ein (Profil XIV): Die der Wieskogel-Tribeinschuppe

1) Es ist leider meines Wissens nirgends die Mindestschubweite einer Decke festgesetzt. Ich glaube, daß man bei einer Überschiebung von weniger als 5 km Schubweite noch nicht von Decke reden soll. Wenn es auch wahrscheinlich ist, daß die Hochschwabschuppe gegen O zur zweifellos Deckencharakter besitzenden Schneehergdecke wird, so ist das jedoch noch keinesweges erwiesen und es soll daher dieser Name vorläufig noch nicht für die Hochschwabmasse zur Anwendung kommen.

2) Jahrb. 1922, S. 163—168.

3) An der Straße beim „g“ von „Hochschlag“.

angehörigen Dachsteinkalke fallen an der Mündung des Drechslergrabens 45° gegen S, die Reingrabener Schiefer westlich des Ilmitzkogels hingegen 60° gegen NNW ein. Die Lagerungsverhältnisse sind hier und an der Tribein nur mit Hilfe eines Bruches zu erklären, an welchem die Hochschwabdecke gegenüber den nördlich angrenzenden Zonen versenkt wurde (Tribein—Reithals—Bruch, Profile XIV u. XV). Denn nur so ist es möglich, daß der Kontakt zwischen Werfener Schiefer und den Hochschwabgesteinen schnurgerade über Berg und Tal fortstreicht.

Ein nördlicher Parallelzug von Werfener Schiefen zieht vom Moosbachsattel zur Strohmayeralm, der in ähnlicher Weise von der Wieskogel-Tribeinschuppe überschoben ist, wie der südliche Werfener Schieferzug von der Hochschwabschuppe (Profil XIV).

Es sind nun noch einige sehr merkwürdige Deckschollen zu erwähnen, welche zwar bereits am Blatt „Gaming-Mariazell“ liegen, aber für das Verständnis der Tektonik von Wichtigkeit sind.

Die eine ist die von Bittner aufgefundene Scholle von Werfener Schiefer und Hallstätter Kalk an der N-Seite der Tribein (Profil XV). Der rote Hallstätter Kalk bildet einen auffallenden Felskopf von 1000 m Seehöhe; leider gelang es weder Bittner noch mir, darin ein deutliches Fossil aufzufinden, so daß das stratigraphische Niveau dieses Kalkes unbekannt ist. Am linken Ufer der Salza habe ich nordöstlich vom Glitzner eine ähnliche Scholle von hellrosa gefärbtem Hallstätter Kalk aufgefunden. In tektonischer Hinsicht stellt sich diese aus Hallstätter Kalk und Werfener Schiefer aufgebaute Scholle als ein Schubsetzen dar, welcher an der Basis der Wieskogel-Tribeinschuppe über die zum Zug der Zellerhüte gehörige Gosau Oischinggraben-Rasing aufgeschoben ist. Es ist nun äußerst unwahrscheinlich, daß der Hallstätter Kalk zwischen den faziell miteinander übereinstimmenden Dachsteinkalken von Tribein und Zellerhutkette auch sedimentiert wurde — es ist ungleich wahrscheinlicher, daß jener zuerst auf die noch im Zusammenhang befindlichen Dachsteinkalke von S aufgeschoben und dann erst sekundär in die heutige Lage gebracht wurde.

Die andere ist die nur etwa 40 m lange Scholle von Gutensteiner Kalk, die auf der geologischen Karte „Gaming-Mariazell“ an der Straße Mariazell—Gußwerk westlich vom Kogler eingezeichnet ist. Geyer¹⁾ erwähnt von hier „Werfener Schiefer und dünn-schichtige, schwarze, weißbaderige Gutensteiner Kalke von oft mergeliger Beschaffenheit mit unebenen, rauhen Schichtflächen“, ich fand außerdem einen schwarzen, kristallinen Kalk von paläozoischem Habitus (Silur-Devonkalk?), eine gelbliche Rauhwaacke und Blöcke von rotem Krinoidenkalk (Hierlatz)²⁾, die in einer Haselgebirg-ähnlichen Masse schwimmen. Die Scholle liegt dem Dachsteinkalkzug von St. Sigmund (Wieskogel-Tribeinschuppe) auf und verschwindet gemeinsam mit diesem unter dem Gos austreifen

1) G. Geyer, Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneebergs, Jahrbuch Geol. Reichsanstalt. 1889, S. 524.

2) Die Hierlatzkalke gehören offenbar nicht der Deckscholle an, sondern waren das Hangende der Dachsteinkalke der Wieskogel-Tribeinschuppe und sind nur bei der Bewegung mitgerissen worden.

an der N-Seite der Sauwand. Alles ist wild gefältelt und durcheinandergeknetet und steht in einem sehr auffallenden Gegensatz zu den darunterliegenden, sehr ruhig und flach unter die Gosauzone des Kogler einfallenden Dachsteinkalken. Das spricht unbedingt dafür, daß dieses Deckschöllchen bereits am Platze war, bevor die Gosauschichten über Dachsteinkalk und Deckscholle transgredierten.

Aber auch die anderen oben beschriebenen Deckschollen zeigen nichts, was gegen einen vorgosauischen Einschub dieser Deckschollen sprechen würde. Nirgends¹⁾ sind zwischen den Juragesteinen der Unterlage und den Werfener Schieferen der Decke Gosauschichten eingeschaltet. Hingegen ist die die Deckschollen überschiebende Bewegung der südlich angrenzenden Gesteinsmassen, die Ausbildung der Schuppen, zweifellos erst nach Ablagerung der Gosauschichten erfolgt; denn von der Überschiebung der Wieskogel-Tribeinschuppe über den Bucheck-Pötschberg-Zug ist auch die Gosau südlich des Bucheck betroffen worden, an der N-Seite des Aufgespreizten tritt unter der Überschiebung des Dachsteinkalkes über das Haselgebirge etwas grauer, sandiger Gosamerigel hervor. Auch der Vorschub der Hochschwabschuppe scheint nach Ablagerung der Gosauschichten erfolgt zu sein; denn der Dachsteinriffkalk der Sauwand, zweifellos die um etwa ein halbes Kilometer nach N verschobene²⁾ Fortsetzung der Dachsteinriffkalke der Weißen Mauer, ist deutlich auf die Gosauzone beim Kogler aufgeschoben.

XIII. Das Gebiet der Mürztaler Fazies im Aschbachtale.

Die Lunzer Schichten im Hangenden der Wettersteinkalke der Zeller Staritzen besitzen an der Hochleiten (Profil XIII) noch eine Mächtigkeit von etwa 80 m, Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein sind vorhanden. Gegen NO nimmt die Mächtigkeit immer mehr ab, am SO-Gehänge der Tribein bei Gußwerk ist die Mächtigkeit auf wenige Meter zusammengeschrumpft. Im Gebiete der Sauwand und des Wasserbauerkogels fehlen sandigtonige Vertreter der Lunzer Schichten über dem Ramsaudolomit gänzlich. An deren Stelle treffen wir im Hangenden des Ramsaudolomites einen gegen O an Mächtigkeit immer mehr anschwellenden Komplex von schwarzen Plattenkalken und Mergeln. Geyer³⁾ hat diesen Komplex als Zlambachkalke und -mergel bezeichnet; da aber die Zlambachsichten des Salzkammergutes doch etwas anders aussehen und einem höheren Niveau entsprechen, möchte ich den Namen Mürztaler Kalke und Mergel vorschlagen, da diese Fazies besonders

1) Eine Ausnahme macht nur die auf Profil XV dargestellte Hallstätter-Kalkscholle, die aber offenbar, wie oben erwähnt wurde, sekundär auf Gosauschichten aufgeschoben ist.

2) Das Quertal der Salza unmittelbar nördlich von Gußwerk folgt einer kleinen Querverschiebung, wie auch die prächtigen Harnische beweisen, die hier in den Riffkalken der Sauwand zu beobachten sind.

3) G. Geyer, Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen, Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 1889, S. 739—742. Es wird erst die Neuaufnahme des Blattes „Mürzzuschlag“ ergeben, wieviel von den daselbst von Geyer als „Zlambachsichten“ ausgeschiedenen Mergeln und Kalken denen im Aschbachtale im Alter entspricht. Sicherlich älter (anisich oder ladinisch) sind Geyers Zlambachsichten an der S-Seite der Rax.

im oberen Mürztale, im Gebiete des Königskogels, verbreitet ist. Die Mürztaler Kalke unterscheiden sich von den Aflenzer Kalken — wenigstens im Gebiete des Aschbachtals — nur durch den Mangel an Hornstein. Während die Aflenzer Kalke sicher der norischen Stufe angehören, da sie erst im Hangenden der typisch entwickelten karnischen Gesteine bei Aflenz auftreten, möchte ich die Mürztaler Kalke und Mergel in die karnische und unternorische Stufe versetzen, da sie direkt über Ramsaudolomit lagern und von dem Dachsteinriffkalk der Sauwand und des Wasserhauer- und Königskogels sowie von dem norischen Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria* in der Mürzschlucht bei Frein¹⁾ überlagert werden. Karnisches und unternorisches Alter ergibt sich auch aus den von Geyer angeführten Fossilresten dieses im allgemeinen sehr versteinungsarmen Schichtkomplexes: *Avicula Gea* d'Orb. ist ein typisches Fossil der Raibler Schichten, *Halorella pedata* Bronn. ein solches der norischen Stufe. Diese Formen schützen die Mürztaler Kalke auch vor einer Umdeutung als Gutensteiner Kalke, denen sie gleichfalls sehr ähnlich sehen.

Man kann deutlich beobachten, wie die Mürztaler Fazies gegen W auskeilt. Während sie im Aschbachtale zwischen Waldauer Mühle und Edlerbauer ziemlich mächtig ist, ist sie unter dem Gipfel des Wasserbauerkogels auf eine dünne Lage dunkler Plattenkalke zwischen Ramsaudolomit und den undeutlich gebankten hellen Kalken des Gipfels (Dachsteinriffkalk) beschränkt.

Auf der handkoloriert überlieferten Karte sind dieselben schwarzen Kalke am linken Aschbachufer als Opponitzer Kalke, am rechten als Zlambachkalke bezeichnet. Das ist darauf zurückzuführen, daß das linke Ufer von Bittner, das rechte von Geyer kartiert wurde. Bittner hat die Mürztaler Mergel mit der Farbe der Lunzer Schichten bezeichnet. Die Bittnersche Bezeichnung trifft besser das stratigraphische Niveau, die Geyersche besser die Fazies. Denn es handelt sich um Kalke und Mergel und nicht um einen Sandstein- und Schieferkomplex wie bei den Lunzer Schichten.

Der Mürztaler Fazies fehlt vollständig der Hauptdolomit. Über den Mürztaler Kalken folgt sofort der Dachsteinriffkalk. Daß der korallenreiche Riffkalk der Sauwand norischen Alters ist, beweisen die von Geyer²⁾ im Hangenden des Riffkalkes aufgefundenen fossilführenden Kössener Schichten (schon auf Blatt „Mürzzuschlag“ gelegen).

Besonders schön ist die Auflagerung der Mürztaler Kalke auf dem Ramsaudolomit beim Edlerbauer und am Lindkögerl zu sehen. Südöstlich von Wegscheid ist der Ramsaudolomit durch den meist weißen, bisweilen rötlichen Kalk der Wetterin ersetzt, den Geyer als Hallstätter Kalk bezeichnete. Petrographisch erinnert das Gestein stellenweise tatsächlich etwas an Hallstätter Kalk. Nach den Lagerungsverhältnissen aber muß man diesen Kalk als Wettersteinkalk bezeichnen. Damit in Übereinstimmung steht, daß Geyer³⁾ darin nur Diploporen fand. Gegen W hängt der Wettersteinkalk der Wetterin untrennbar mit dem Wettersteinkalk der Aflenzer Staritzen zusammen.

Unsicher ist die Stellung des massigen, hellen Kalkes der Spielmäuer. Ich habe die Spielmäuer auch als Wettersteinkalk kartiert, da

¹⁾ Jahrb. Geol. R. A., 1889, S. 582.

²⁾ Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 1889, S. 525.

³⁾ Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 1889, S. 545.

sie gegen W von dem Ramsaudolomit unscharf getrennt sind; doch ist die Zugehörigkeit zum Dachsteinriffkalk auch nicht ausgeschlossen. Der auffallend geradlinig verlaufende Felsabsturz der Spielmäuer gegen O ist wohl ein Bruch.

In tektonischer Hinsicht ist das Gebiet des Aschbaches durch sehr intensive Faltung mit N—S streichender Achse ausgezeichnet. Sämtliche Gesteine des Wasserbauer- und Königskogelgebietes fallen gegen O oder NO ein. Gegenüber vom Pfannbauer zeigen die Mürztaler Kalke prächtige Kleinfalten mit NNO streichender Achse. Die zwei schmalen Züge von Mürztaler Kalk am linken Aschbachufer bei Wegscheid sind schmale, in den Ramsaudolomit eingefaltete Synklinalen.

Durch diese Querfaltung wurde, wie ich bereits an anderer Stelle bemerkt habe¹⁾ offenbar die große Kuppel von Golrad empor gewölbt, deren Kern von Werfener Schiefen und Grauwackengesteinen eingenommen wird. Von der von Bittner²⁾ angegebenen Scheibbs-Mariazeller Querbruchlinie konnte ich auch hier keine Spur antreffen.

XIV. Tektonische Zusammenfassung.

Zur besseren Übersicht über das in dieser und den vorhergehenden Arbeiten über das Hochschwabgebiet Gesagte sei hier eine tektonische Karte beigefügt (S. 296).

Nach Kober³⁾ Synthese, der im allgemeinen auch R. Staub⁴⁾ folgt, soll etwa diagonal durch das Kartenblatt von SW gegen NO die Grenze zwischen zwei großen, scharf voneinander getrennten Decken verlaufen, die Grenze zwischen hochostalpiner und voralpiner Decke. Die Neuaufnahme hat ergeben, daß dies nicht der Fall ist. Im O ist zwar die Hochschwabgruppe wenige Kilometer auf das nördlich angrenzende Gebiet aufgeschoben, im W von diesem aber nur durch einen vertikalen Bruch getrennt (Hieflauer Bruch)⁵⁾.

Es könnte vielleicht jemand, um an der Grenze zwischen voralpiner und hochalpiner Decke festhalten zu können, annehmen, daß der Hieflauer Bruch ebenso sekundärer Natur sei wie der Reithals-Tribeinbruch, indem an jenem die hochalpine Decke versenkt wäre. Dies ist aber besonders in den Gesäusebergen unmöglich. Man müßte dann Tamischbachturm und Buchstein der Ötscherdecke, Hochtor und Admonter Reichenstein samt Bruckstein und Himbeerstein der hochalpinen Decke zurechnen. Gegen diese Spaltung spricht nicht nur der Umstand, daß zwischen beiden Seiten kein Faziesgegensatz besteht, sondern auch die von Ampferer betonte Tatsache, daß Buchstein und Tamischbachturm der Nordflügel, Reichenstein und Hochtor der Südflügel eines einheitlichen, sich gegen O senkenden Gewölbes sind.⁶⁾

R. Staub legt die Grenze zwischen hochalpiner und Ötscherdecke etwas nördlicher, in eine Linie Windischgarsten-Altenmarkt-Wildalpen⁷⁾-Mariazell. Es würde also

1) E. Spengler, Das Aflenzler Triasgebiet, Jahrb. Geol. Staatsanstalt 1919, S. 241.

2) A. Bittner, Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verh. Geol. Reichsanstalt 1890, S. 308.

3) L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wissenschaften. 88. Bd. (Wien 1912) — Bau und Entstehung der Alpen, Berlin 1923. S. 164.

4) R. Staub, Der Bau der Alpen (Bern 1924). Tektonische Karte u. S. 203.

5) E. Spengler, Jahrb. Geol. Bundesanstalt 1922, S. 163—168.

6) O. Ampferer, Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrb. Geol. Staatsanstalt 1921, S. 117.

7) R. Staub gebraucht für diesen Ort den jetzt gänzlich ungebräuchlichen, aber noch in der Hauerscheu Übersichtskarte enthaltenen Namen St. Barbara.

als Nordrand der hochalpinen Decke entweder die Überschiebung der Aibelmauern über die Gamser Gosau oder die Goßlinie in Betracht kommen.¹⁾ Die erstere Linie verliert sich gegen O spurlos im Hauptdolomit des Hegenstein, die letztere läßt sich noch ein Stück über Wildalpen hinaus verfolgen und verschwindet im Hauptdolomit der Kräuterin. In beiden Fällen würde die Kräuterin noch der hochalpinen Decke zufallen, denn ihre westliche Fortsetzung, Seisenstein und Böse Wand, liegen noch südlich der Goßlinie. Die Kräuterin aber zeigt noch vollständig Ötscherfazies und wurde daher von Kober noch der Ötscherdecke zugerechnet; der Faziessprung liegt hier erst südlich der Kräuterin, an der Gußwerk-Brunnseer Linie. Es ist also auch diese Trennung zwischen Ötscher- und hochalpinen Decke unmöglich.

Aber auch die Kobersche Trennung der hochostalpinen Decke in eine Hallstätter Decke an der Basis und eine hochalpine Decke (Schneebergdecke) darüber ist im Hochschwabgebiete nicht vorhanden. Wie ich bereits 1922 erwähnt habe, ist dies schon aus dem Grunde unmöglich, weil im W keine Trennung zwischen Ötscher- und hochalpiner Decke besteht und daher für den Ablagerungsraum der Hallstätter Decke zwischen beiden kein Platz ist.

Daß auf der S-Seite des Hochschwab keine Hallstätter Decke unter der hochalpinen herauskommt, habe ich bereits in meiner Arbeit über das Aflenzler Triasgebiet gezeigt.²⁾ An der Nordseite des Hochschwab scheint nur das Profil XV (S. 282) auf den ersten Blick für Kobers Anschauung zu sprechen. Dieses Profil ist nur auf diese einzige Stelle beschränkt, läßt sich nicht weiter nach W verfolgen. Wie S. 291 gezeigt wurde, muß man daher annehmen, daß hier der Hallstätter Kalk sekundär unter die Tribein eingewickelt ist.

Auf die Grenzlinien zwischen Hallstätter und hochalpinen Decke, die Kober in seiner tektonischen Karte der östlichen Nordalpen³⁾ zieht, kann man unmöglich Bezug nehmen, da sie vollständig phantastisch sind. Man kann es weder bei Betrachtung der Bittnerschen Spezialkarte noch der Hanerschen Übersichtskarte verstehen, wie Kober gerade zu diesen Linien gelangt ist. Nicht besser ist die neuere tektonische Übersichtskarte.⁴⁾ Wo soll z. B. das westliche spitze Ende der „Schneebergdecke“ liegen?

Eine Frage von besonderer Bedeutung ist diejenige nach der Herkunft der auf der tektonischen Karte schwarz gezeichneten Deckschollen. Gehören sie zur Decke des Hochschwab oder sind sie über den Hochschwab von Süden herübergekommen? Diese Frage hat nur für die Deckschollen auf der Osthälfte des Blattes (nördlich der Zeller Staritzen) einen Sinn, für die westlichen Deckschollen (Hallstätter Kalk des Wüchl, Plassenkalkmasse des Torsteinzuges) jedoch nicht, da es in der Westhälfte des Blattes noch gar keine Hochschwabdecke (beziehungsweise -schuppe) gibt. Ausgeschlossen ist es, die Deckschollen nördlich der Zeller Staritzen direkt an die Hochschwabschuppe anzuschließen, da die Werfener Schiefer, aus welchen ja diese Deckschollen vorwiegend bestehen, mit der Hochschwabschuppe nicht in normalem Verbands stehen (Profile XII—XIV). Wohl aber wäre es denkbar, daß

¹⁾ E. Spengler, Jahrb. Geol. Bundesanstalt 1922, S. 177, 178.

²⁾ Jahrb. Geol. Reichsanstalt 1919, S. 247, 248. — In „Bau und Entstehung der Alpen“ schreibt Kober auf S. 167: „Gleiche Bilder“ (nämlich Trias unter dem Silur und über dem Karbon) „finden sich am Hochschwab (Spengler).“ Es würde mich sehr interessieren, wo ich das beschrieben haben soll — mir ist es nicht bekannt.

³⁾ Denkschr. 1912, Karte I bei S. 396.

⁴⁾ Bau und Entstehung der Alpen, Berlin 1923.

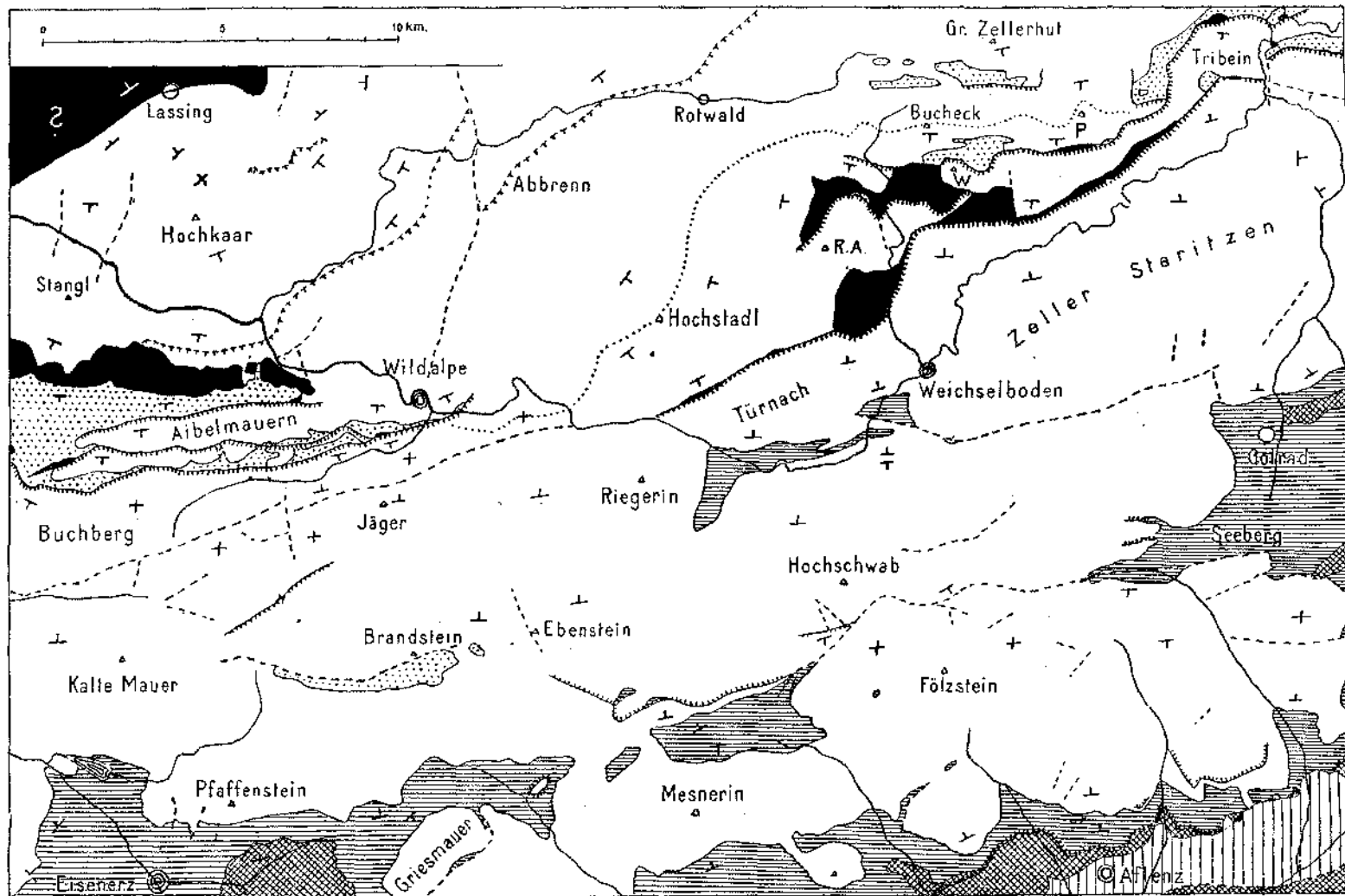


Fig. 2. Tektonische Karte der Hochschwabgruppe.

Zeichenerklärung zur tektonischen Karte. (Fig. 2)

Schwarz	Ultradeckschollen (vorgosauischer Entstehung).
Gitter	Granwackenzone.
Horizontal schraffiert	(Relativ) autochthone Werfener Schiefer.
Weiß	(Relativ) autochthone Mitteltrias- bis Oberjuragesteine.
Punktiert	Gosauschichten.
Vertikal schraffiert	Aflenzler Tertiärbecken.
Gezähnte Linien	Tertiäre Schubflächen, Zähne in der Richtung gegen die Schubmasse.
Unterbrochene	
gezähnte Linien	vorgosauische Schubflächen. (Nur die vorgosauischen Schubränder der Ultradeckschollen sind durch einfache Schwarzweißgrenzen dargestellt. Nur die Grenze des Plassenkalkzuges des Torsteins gegen die Gosau von Gams ist ein Auflagerungskontakt der letzteren auf ersterem.)
Gestrichelte Linien	Verwerfungen. Nur der Trieben-Reithals-Bruch, an dem der Schubrand der Hochschwabschuppe versenkt wurde (Profile XIV, XV), ist mit der Signatur für Schubflächen bezeichnet, um den Schubrand besser hervortreten zu lassen.
Punktierte Linie	Schichtkopf der Kräuterin.
R. A.	Radmer-Alpe.
P.	Pötschberg.
W.	Wieskogel.

die Hochschwabdecke bereits vorgosauisch auf die Gesteine der Kräuterin (Ötscherdecke) aufgeschoben wurde und später (nachgosauisch) deren Stirnteil von den nachdrängenden höheren Teilen derselben Decke sekundär überschoben wurde, wobei sich erst die in den Profilen XII—XV dargestellte Stirnwölbung ausbildete. Besonders in Profil XII wäre eine solche Deutung auf den ersten Blick sehr naheliegend. Gegen diese Erklärung aber spricht, daß hiezu eine beträchtliche Gesamtschubweite (vorgosauischer + nachgosauischer Schub) der Hochschwabdecke erforderlich wäre — mindestens 10 bis 12 km —, was aber unmöglich ist, da nur 9 km weiter westlich — bei Brunensee — die Überschiebung in eine senkrechte Verwerfung übergeht und die Schubweite daher Null wird.

Es bleibt also als einzige Möglichkeit, die Deckschollen aus dem Raume südlich des Hochschwab zu beziehen.¹⁾ Es wären also Reste einer Ultradecke im Sinne Ampferers.²⁾

¹⁾ Man könnte dagegen folgendes einwenden: Die Hallstätter Kalke der Deckschollen nördlich der Trieben und Sauwand müßten aus der Gegend südlich von Aflenz stammen. Nun aber herrscht dort nicht der in tiefem, landfermem Meere abgesetzte Hallstätter Kalk, sondern die auf ein Festland im Süden hindeutende Aflenzler Entwicklung. Darauf ist zu entgegnen, daß der Hallstätter Kalk gar nicht aus dem Raume südlich von Aflenz zu stammen braucht, sondern nur der den Hallstätter Kalk begleitende Werfener Schiefer. Der Hallstätter Kalk kann vom Hochschwab selbst stammen, wo die Rifffalke z. B. an der Mitteralpe dem Hallstätter Kalk sehr ähnlich werden (Bittner, Verh. 1887, S. 93). Es ist sehr gut möglich, daß ein dem Hallstätter Kalk gleichendes Stück Hochschwabriffkalk von dem darüber hinweggehenden Werfener Schiefer mitgerissen wurde, daß es sich also um eine ähnliche Bildung handelt wie die Loskogel nördlich vom kleinen Buchstein (Ampferer, Jahrb. 1921, S. 128, 130.)

²⁾ Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. (Jahrb. geol. B. A. 1924, S. 60).

Die Decke, deren spärliche Überreste diese Schollen sind, war — wie bereits S. 292 gezeigt wurde — vor Ablagerung der Gosauschichten nicht nur bereits an ihrem Platze, sondern sogar schon sehr stark durch die Denudation in einzelne Schollen aufgelöst.

Höchstwahrscheinlich gehören die Deckschollen nördlich vom Hochschwab derselben Decke an, wie die von Ampferer beschriebenen Deckschollen auf dem westlichen Nachbarblatt: Rotofen, Zinödl bei St. Gallen usw. Auch Ampferer hält diese Decke für vorgosauisch.¹⁾

Nach Ampferer besteht ferner eine große fazielle Ähnlichkeit zwischen dem Zinödl bei St. Gallen und dem Maierack, und dieses wieder gleicht auffallend dem Gamssteinzug, von dem ein kleines Stück noch in die nordwestliche Ecke des Blattes Eisenerz hineinreicht. Danach müßte auch der Gamssteinzug als ein Rest einer über den Hochschwab hinweggegangenen Decke aufgefaßt werden. Die Beobachtungen auf meinem Blatte sind dieser Hypothese recht günstig.²⁾ Da aber auf den Nachbarblättern die Verhältnisse derzeit noch nicht klargestellt sind und sich bei der Verfolgung gegen Osten und Westen beträchtliche Schwierigkeiten³⁾ einzustellen scheinen, will ich vorsichtshalber ein ? in den Gamssteinzug hineinsetzen.

Es ist vorläufig nur eine Vermutung, deren Richtigkeit erst die Neuaufnahme des Blattes Mürzzuschlag ergeben muß, daß die Deckschollen nördlich des Hochschwab auch der von Kober⁴⁾ beschriebenen Deckscholle des Roßkogel bei Frein und der von Ampferer⁵⁾ entdeckten Deckscholle am Gamseckersteig bei Altenberg entsprechen dürften.

Andererseits können diese Deckschollen wahrscheinlich den Deckschollen der juvavischen Decke im Salzkammergut⁶⁾ gleichgesetzt werden, die gleichfalls der vorgosauischen Gebirgsbildung angehört. Die juvavische Decke des Salzkammerguts und der Berchtesgadener Alpen zerfällt in eine Hallstätter Decke an der Basis und eine Reiteralmdecke darüber. Nun hat H. Krauß⁷⁾ unter der Reiteralmdecke, O. Ampferer⁸⁾ kürzlich auch unter der Hallstätter Decke bei Lofer Gosauschichten nachgewiesen. Diese beiden Funde scheinen der von Hahn und mir wiederholt vertretenen Ansicht von dem vorgosauischen

1) O. Ampferer, Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrb. 1921, S. 123.

2) Jahrb. 1922, S. 174, 175.

3) Vgl. E. Spengler, Zur Frage des „Almfensters“ in den Grünauer Voralpen, Verhandl. geol. B. A. 1924, S. 161.

4) L. Kober, Bau und Entstehung der Alpen, S. 168.

5) O. Ampferer, Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. d. Akad. d. Wissenschaften, 96. Bd., Wien 1918, S. 28—31.

6) E. Spengler, Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Bornträgers-Sammlung geol. Führer, 26. Bd., Berlin 1924, Tafel I. (Tektonische Karte.)

7) H. Krauß, Geol. Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geogn. Jahreshefte, 1913.

8) Aufnahmebericht für 1924. Verhandl. geol. Bundesanstalt 1925, S. 16. — Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. Jahrb. geol. B. A. 1925, S. 32.

Alter der juvavischen Decke zu widersprechen. Ich muß aber nach den klaren Befunden bei Gosau¹⁾ trotzdem daran festhalten, daß die Überschiebung der Hallstätter Decke vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte. Aber vielleicht ist es möglich, daß die Reiteralmdecke erst nachgosauisch auf die Hallstätter Decke aufgeschoben wurde und dabei auch noch bei Lofer die Hallstätter Decke ein Stück weitergeschoben hat. In diesem Falle wären die Gesteine der Hallstätter Decke südlicher abgelagert als diejenigen der Reiteralmdecke, die Hallstätter Decke wäre eigentlich die höchste Decke. Diese Hypothese würde manches erklären. So die Einschaltung der fremdartigen Hallstätter Entwicklung zwischen die einander viel näher stehenden Gesteine der Reiteralmdecke und der tirolischen Basis. Dann wäre tatsächlich Untersberg—Lattengebirge—Reiteralm eine ähnliche Schubmasse wie die Gamsfelddecke — aber nicht dieselbe Decke, sondern zwei primär getrennte, einander ablösende Deckenlappen. Die tatsächlich an vielen Stellen auftretende Haug-Kobersche Deckenfolge: Bayrische (voralpine) + Hallstätter + Dachsteindecke wäre dann überall, im Westen und Osten, erst sekundär entstanden, durch Einwickelung der ursprünglich höchsten Hallstätter Decke. Doch sind zur Überprüfung dieser Hypothese noch neue Untersuchungen nötig.

* * *

Nach Ablagerung der Gosauschichten hat sich dann der Schuppenbau ausgebildet, welcher sowohl die Umgebung des Gamser Gosaubeckens (Profile IV, V, X)²⁾ als die Gegend nördlich der Zeller Staritzen beherrscht (Profile XII—XV). Die westlichen Schuppen liegen nördlich des S-förmig verbogenen Schichtkopfes der Kräuterin,³⁾ die östlichen südlich dieses Schichtkopfes. Es sind also die Überschiebungen des westlichen Schuppengebietes nicht die Fortsetzung derjenigen des östlichen. Beide Schuppengebiete sind wohl unabhängig voneinander gleichzeitig entstanden, wobei das Vorhandensein von mit Gosauschichten erfüllten Becken mitgewirkt hat (Kerbwirkung).

Die südlichste der östlichen Schuppen ist die Hochschwabschuppe. Es ist nach unseren Kenntnissen recht wahrscheinlich — aber noch keineswegs bewiesen⁴⁾ —, daß die Hochschwabschuppe gegen Osten zu der eine beträchtlichere Schubweite⁵⁾ aufweisenden Schneebergdecke wird.

Wahrscheinlich gleichzeitig mit den Schuppen haben sich auch die beiden Antiklinalen des Hochschwabgebietes (Gschöderer Antiklinale, Profile VIII⁶⁾, XII, XIII, und Eisenerz—Seeberg-Anti-

1) E. Spengler, Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges. *Jahrb. geol. R. A.* 1918, S. 408.

2) *Jahrb.* 1922, S. 164, 173.

3) Siehe tektonische Karte.

4) Eine Schwierigkeit scheint sich dadurch zu ergeben, daß die Schneebergdecke anscheinend vorgosauischer Entstehung ist (keine Gosau in den Fenstern des Hengst und von Odenhof, Überdeckung der Überschiebungslinie durch Gosauschichten im Miesenbachtale).

5) Mindestschubweite Rohrbacher Linie — Nordrand des Kuhschneeberges 7 km.

6) *Jahrbuch* 1922, S. 164.

klinale, Profile I—III¹⁾ und „Aflenzner Triasgebiet“ Profil I)²⁾ gebildet. Die im Nordflügel der letztgenannten Antiklinale auftretenden kurzen, südgerichteten Schuppenüberschiebungen (Jahrbuch 1919, Profil I, und Jahrbuch 1922, Profil II und III) sind wohl erst später entstanden.

Die jüngsten tektonischen Erscheinungen sind die das Hochschwabmassiv durchsetzenden Brüche, an denen die Bewegung teilweise vor Ausbildung der altmiozänen Landoberfläche (Dullwitzbruch), teilweise erst nach Entstehung dieser Verebnungsfläche zur Ruhe gekommen ist (Fobestallbruch)³⁾.

Eine Reihe von Erscheinungen läßt erkennen, daß der östliche Teil der auf dem Blatte Eisenerz, Wildalpe und Aflenz dargestellten Kalkalpen stärker nach Norden verschoben ist als der westliche: Die bereits erwähnte S-förmige Krümmung des Schichtkopfes der Kräuterin, das Vorspringen der Hochschwabschuppe östlich des Brunntales und der Tribeinschuppe östlich des Oischinggrabens, die Form der Gschöderer Antiklinale, das Andrängen der Tafel der Kaarlalpe und Mitteralpe an die Hochschwabmasse. Es sind dies in gewissem Sinne die innersten Weyrer Bögen.

Aber auch in die Grauwackenzone setzt sich diese Erscheinung fort. Die Grenze zwischen Werfener Schiefer (beziehungsweise Verrucano) und Grauwackengesteinen liegt an der Ostseite des Tragößtales um $2\frac{1}{2}$ km nördlicher als an der Westseite; der aus Semmeringtrias und Karbon aufgebaute Zug Turnau—Törl—Etmühl—St. Kathrein—Hohenburg wiederholt geradezu die S-förmige Krümmung des Schichtkopfes der Kräuterin. Auf den möglichen Zusammenhang des Brucker Doppelknie mit den Weyrer Bögen hat Stiny⁴⁾ aufmerksam gemacht.

Zum Schlusse sei ausdrücklich betont, daß eine wirklich befriedigende Deutung der Tektonik erst möglich sein wird, bis die Nachbarblätter neu aufgenommen sein werden. Insbesondere dürfte das Blatt „Admont—Hieflau“, welches gegenwärtig von O. Ampferer bearbeitet wird, äußerst wichtige Aufschlüsse bringen, da hiedurch der Zusammenhang mit dem Westen hergestellt wird. Das nördlich anschließende Blatt „Gaming—Mariazell“ enthält nach den Beobachtungen von Ampferer und mir eine Reihe so bedeutender Fehler, daß auch hier erst die Neuaufnahme Klarheit schaffen wird. Im östlich anstoßenden Blatt „Mürzzuschlag“ ist nicht nur die Tektonik, sondern vielfach auch noch die Stratigraphie zu klären.

Ich hoffe, daß es uns möglich sein wird, in fünf bis sechs Jahren zu einer tektonischen Synthese der östlichen Nordalpen zu gelangen, die den Tatsachen besser gerecht wird als diejenige Kober's. Aber es ist unbedingt anzuerkennen, daß Kober der erste war, welcher das Vorhandensein von Decken in den östlichen Nordalpen erkannt hat.

Juni 1925.

1) Jahrbuch 1922, S. 157.

2) Jahrbuch 1919, Tafel IV.

3) Vergleiche meine in Vorbereitung befindliche Arbeit: „Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie“ Zeitschrift für Morphologie 1925.

4) Verhandl. d. geol. Bundesanstalt 1923, S. 26, 27 (Jahresbericht für 1922).

Hydrogeologische Beobachtungen im Weizer Karst. Wasserversorgung des Marktes Weiz.

Von Dr. Gustav Götzing.

(Mit 5 Textfiguren.)

Die Veranlassung zur folgenden Studie gab neben den karstgeologischen und morphologischen Untersuchungen, welchen ich in den letzten Jahren in Mittelsteiermark für das Drachenhöhlen-Werk oblag, die Einladung der Bezirkshauptmannschaft, beziehungsweise Marktgemeinde Weiz, über das 1924 im Bau befindliche Wasserleitungsprojekt der Heranziehung der Baummühlquelle im Weizbachtal nordwestlich des Ortes ein hydrogeologisches Gutachten zu erstatten.

Außer dem Studium des gesamten Akten- und bis Ende Dezember 1924, beziehungsweise September 1925 ausgedehnten Beobachtungsmaterials zur Wasserleitungsfrage von Weiz habe ich selbst spezielle geologische und hydrologische Erhebungen 1924 und 1925 vorgenommen und gelange zu Ergebnissen, die hinsichtlich der Verwendbarkeit der Baummühlquelle einen durchaus günstigen Befund bilden.

Für die sehr sorgsame Beistellung des einschlägigen Beobachtungsmaterials an den Quellen sowie insbesondere für zahlreiche, sehr wertvolle hydrographische Beobachtungen und Temperaturmessungen statte ich dem Wasserleitungsreferenten der Marktgemeinde Weiz, Herrn Ingenieur Karl Thien, Direktor der Aktiengesellschaft für elektrische Industrie („Elin“) in Weiz, den verbindlichsten Dank ab.

I. Die geologischen Grundlagen der Quellbildung in der Umgebung von Weiz.

Das vom Weizbach-System zerrufte Bergland nördlich von Weiz besteht aus silurischen Kalken, Kalkschiefern und zum Teil Kalkphylliten, während gegen den südlichen Außensaum des Gebirges jungtertiäre Schichten sich an- und einlagern (Naas, nordöstlich Ruine Sturmberg, Oberdorf, Mortantschbach). Die Kalke sind zuweilen sehr dickbankig (Steinbruch gegenüber der Ruine Sturmberg), doch kommen Übergänge zu dünnen Kalkschiefern vor. Nach den eigenen Beobachtungen sind die teilweise marmorisierten Kalke stark gefaltet und weisen vornehmlich ein SW—NO-Streichen bei durchschnittlich NW-Fallen auf. (Vergleiche Kärtchen.)

Ich beobachtete NNW-Fallen im großen Gemeindesteinbruch SSW vom Landschaberg (in der Tiefe aber scharfe Aufquetschung mit lokal S-Fallen), NW-Fallen im Pichlerschen Steinbruch am Westgehänge des Landschaberges, beide am linken Talgehänge gelegen; am Fels der Ruine Sturmberg WNW-Fallen, NW-Fallen im Wäldchen nördlich der Baummühle. Beobachtungen am rechten Talgehänge: NW-Fallen südlich

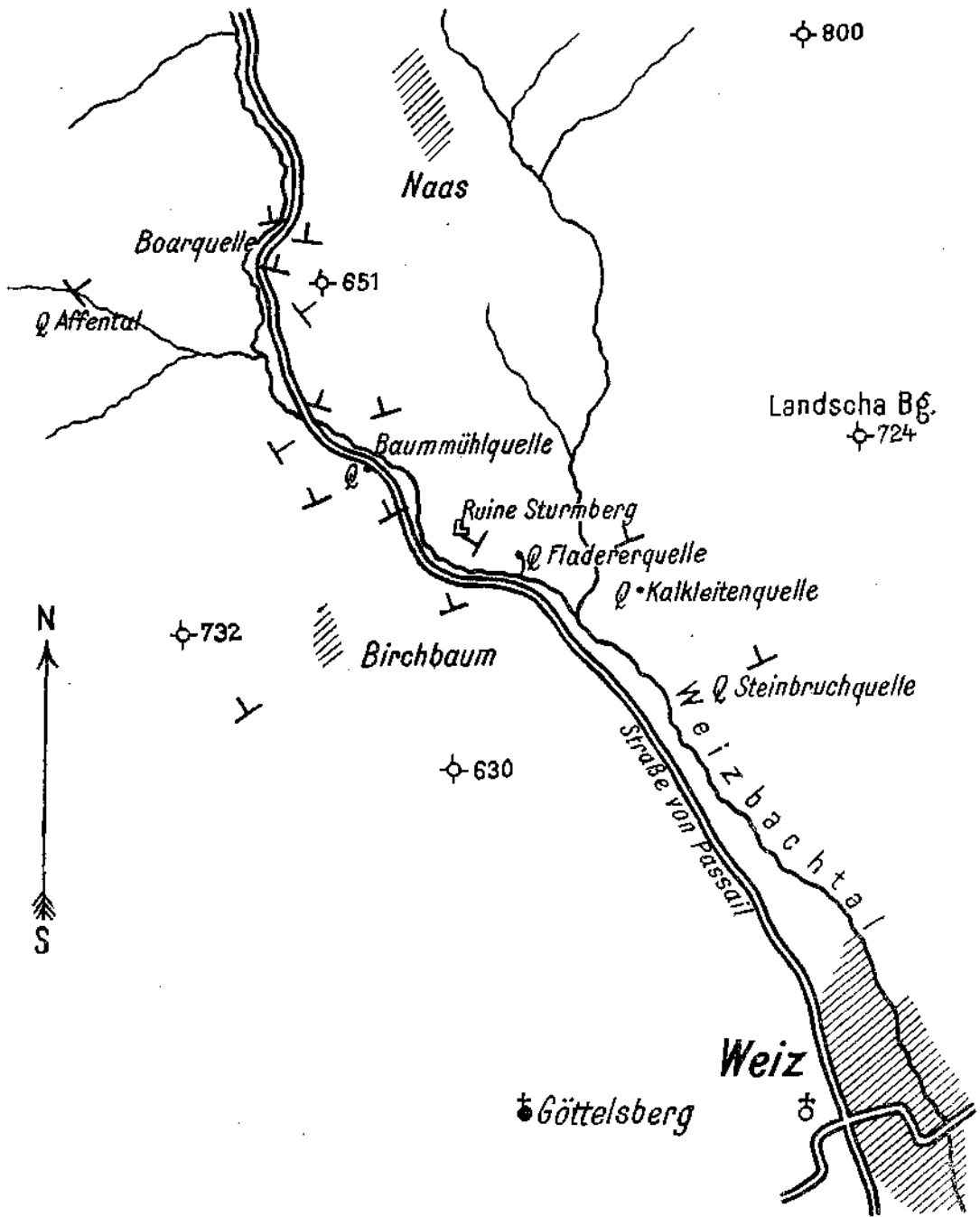


Fig. 1. Quellenkärtchen der Umgebung von Weiz, 1 : 25.000.

der Ruine Sturmberg, NW-Fallen (36°) westlich der Ruine, knapp südlich von der Baummühlquelle; N—NW-Fallen westlich davon am Fahrweg nach Birchbaum; auch auf der Sonnleiten nahe der Waldecke, zwischen dem Sonnleitengehöft und Birchbaum NW-Fallen.

Schon am Fahrweg von der Baummühle nach Birchbaum im unteren Teil bei der scharfen Biegung in Seehöhe 540 m ist aber NO-Fallen (mittelsteil) zu beobachten, das in dem nördlich anschließenden Abschnitt des Tales bis zur Boarquelle nunmehr überwiegend wird. (Beobachtungen: bei der Quelle von Affental NO-Fallen, ebenso südlich Kote 631 am linken Gehänge; N—NO-Fallen zwischen Affental und der Baummühle unterhalb der Straßenbrücke und südlich von der Boarquelle.)

Dieser Wechsel der Fallrichtungen deutet auf Störungen in der Nähe und im Gebiet westlich der Baummühle hin.

In der Weizklamm selbst sind die gleichen Kalke verschieden gestellt: im mittleren Teil S—SO-Fallen, dann weiter oberhalb N-Fallen und schließlich erscheint unterhalb des Kreuzwirtes eine steile Antiklinale.

Tektonische Störungen überhaupt im Verein mit der schon in jedem Steinbruch beobachtbaren starken Klüftung bedingen im palaeozoischen Schöckelkalk die unterirdische Wasserzirkulation, die dadurch gefördert wird, daß die zuweilen klaffenden Klüfte vorherrschend durch die lösende Wirkung des eingesickerten Wassers zu Gängen, Röhren, ja Höhlen erweitert werden (Beobachtungen über Korrosionslöcher lassen sich im Pichlerschen Steinbruch machen; ein Röhrensystem, durch Korrosion entstanden, jetzt verstopft durch glimmerreichen, rötlichen Lehm, ist im Steinbruch nordwestlich der Ruine Sturmberg zu sehen). Auch an den Talgehängen beobachtet man z. B. in der Weizklamm zahlreiche Höhlen und Höhlungen. Bekanntlich sind die großen Höhlen des Gebietes, wie das Rabloch und die Klement-Chichoke-Grotte in der Weizklamm, das Katerloch, die Graßhöhle und das Patschaloch an den gleichen Kalk geknüpft.

Das Kluft- und Röhrensystem des Kalkes ist in der Tiefe von dem an der Oberfläche eingesickerten Wasser durchzogen. Es ist hier gleichgültig, ob es sich mehr um einzelne Höhlengerinne oder um ein verzweigteres Karstkluftwasser handelt, welches in einigen, große Ergiebigkeiten aufweisenden Karstquellen zutage tritt.

II. Die Quellen des Gebietes, ihre Entstehung, ihr Temperaturgang und Einzugsgebiet.

Gleich unterhalb des großen Gemeindesteinbruches von Weiz, südwestlich vom Landschaberg, tritt eine schwache Quelle im Talboden auf, die offenbar aus dem Kalk von NO kommt. (Temperatur 9.25° C am 9. Dezember 1924.)

Gleichfalls im Talboden liegt die Kalkleitenquelle, die aber Druck vom Gebirge hat. Hart am linken Gehänge austretend, ist ihr Wasser sicher getrennt von dem Grundwasser des weiter westlich fließenden Weizbaches. Sie ist eine Felsenquelle, aus dem Röhrensystem des Kalkes kommend. (Temperatur: 9.5° C am 9. Dezember 1924, also ähnlich der vorigen Quelle.)

Östlich der Ruine Sturmberg, bei der Fladerermühle, kommt nur zirka ein Meter über dem Talboden die stärkere Fladererquelle heraus, mit schätzungsweise fünf Sekundenlitern; ihre, das ganze Jahr gleichmäßige Temperatur (um 12.3° C) übersteigt die mittlere Jahrestemperatur von Weiz, welche etwa 9° beträgt. Es ist demnach die Quelle in thermischem Sinne als Therme anzusprechen. Im Quelltopf finden sich Phyllitgeschiebe, so daß anzunehmen ist, daß an der Sohle Phyllit ansteht. Die Quelle erweist sich als eine Stauquelle vor dem wasserdichten Phyllit, jedoch kommt sie ebenfalls aus der Tiefe, wie auch ihre gleichmäßige, verhältnismäßig hohe Temperatur auf ein ausgedehntes und tief gelegenes Einzugsgebiet schließen läßt. Der Quelle fehlt

in Anbetracht der Tertiärbedeckung bei Naas und nordöstlich der Ruine Sturmburg ein nahe gelegenes Infiltrationsgebiet; sie muß jedenfalls von einem entfernteren Einzugsgebiet, etwa Patschagebiet oder Hirschkogel, gespeist werden.

Die wichtigste Karstquelle des Weiztales ist die Baummühlquelle (auch Riedelquelle nach ihrem Besitzer benannt), die gesondert besprochen wird.

Manche Ähnlichkeit mit der Baummühlquelle hat die talaufwärts gelegene sogenannte Boarquelle¹⁾ (nordwestlich Kote 651 der Originalaufnahme 1 : 25.000), weiter oberhalb im Talboden des Weizbaches, unterhalb der Macksäge gelegen. Am linken Gehänge, hart unterhalb der Straßenböschung, kommt aus dem N-NO fallenden Kalkschiefer aus einer Kluft die starke Quelle heraus²⁾; auch am rechten Gehänge entspringt eine etwas schwächere Felsquelle, hart neben dem Mühlgraben, der gleich dem Weizbach hier in den Talboden etwas eingeschnitten hat.

Beide Felsquellen haben gleiche Temperaturen und eine sehr geringe jährliche Temperaturschwankung und werden durch den Weizbach, beziehungsweise sein Grundwasser gar nicht beeinflusst, trotzdem die östliche Boarquelle tiefer liegt als der Bach. (Vgl. später.) Die beim Weizbach größere tägliche und jährliche Schwankung macht sich nicht im geringsten in der Boarquelle fühlbar. Es muß demnach daraus geschlossen werden, daß die beiden beiderseits des Baches gelegenen Boarquellen Austritte eines gemeinsamen Karstgrundwassers sind und daß sich das Talbodenwasser samt dem Talbodenwasser gegen dieses Felsenwasser separiert, was nur durch eine durch die eigenen Alluvionen des Baches erzeugte Abdichtung möglich ist.

Ganz ähnliche Verhältnisse, von größter Bedeutung für die Trinkwasserversorgung von Weiz, werden wir von der Baummühlquelle kennen lernen.

Die Boarquelle ist wahrscheinlich auch eine Stauquelle vor einem Phyllittrücken, der in der Tiefe begraben ist, aber hier wohl am höchsten hervorkommen mag.

Weiter oberhalb im Tal des Weizbaches liegt am linken Gehänge die schwache Perslquelle (Temperatur 9. Dezember 1924 8·8°, 20. Dezember 8·7° [Messung Ing. Thien]), die aus mittelsteil O fallendem Kalkphyllit austritt.

Hoch über dem Haupttalboden befindet sich ferner die gefaßte, gleichfalls schwache (circa 4 Sekundenliter) Affentalquelle, welche NO fallenden Kalkschiefern entquillt (Temperatur 10. Dezember 1924 8·7°, 20. Dezember 8·3° [Messung Ing. Thien]).

III. Die Baummühlquelle.

Wenn ich auch wegen der seit Sommer 1924 erfolgten Fassung den natürlichen Quellaustritt nicht mehr sehen konnte, so ist sowohl nach früheren Beobachtungen daselbst wie auch nach der Temperatur

¹⁾ Andere Schreibart: Paarquelle nach dem Vulgärnamen des Besitzers.

²⁾ Prof. Forchheimer schätzte in einem Gutachten die Ergiebigkeit aus der Mischungsrechnung der Temperaturen am 2. Dezember 1911 mit 35 Sekundenlitern.

unbedingt zu schließen, daß es sich hier um eine aus der Tiefe kommende Karstquelle von großer Ergiebigkeit handelt.

Nach Mitteilungen des Herrn Direktors Ing. Thien bestand vor der Fassung der Quelle (Mai 1924) ein Quellteich an der Nordseite der Straße bei der Mühle, in dem das Wasser aus der Tiefe aufstieg. Der Quellteich hatte natürliche Ufer und noch keine Beton-einfassung und sein Wasser ergoß sich in den Oberwassergraben der Mühle. Der Spiegel des Teiches war um 19 cm tiefer als heute. Durch die Fassung der Quelle im Gestein westlich wurde die gesamte Quelle im Teich um 19 cm aufgestaut, abgesehen von dem zirka 20 cm betragenden Höhenunterschied, den der Wasserspiegel im Brunnenschacht der Fassung gegenüber dem Wasserspiegel im Quellteich aufweist. Auf letztere wichtige Tatsache kommen wir noch zu sprechen.

1. Beobachtungen über die geologische Position der Baumühlquelle.

Die Fassung wurdenach Mitteilungen des Herrn Ing. Thien derart vollzogen, daß man eine wasserführende, bis 8 m tiefe und 30—60 cm weite Gesteinskluft faßte, während die Hauptquellader in der Baugrube selbst lag, die durch horizontale, unten offene Betonröhren mit der Fassung eine Verbindung erhielt. Dadurch war für den Fall, daß sich die Gesteinskluft verstopfte, eine Sicherheit für das Bestehen des Hauptzuflusses gegeben. Der dritte, östlich gelegene Nebeneintritt wurde zubetoniert.

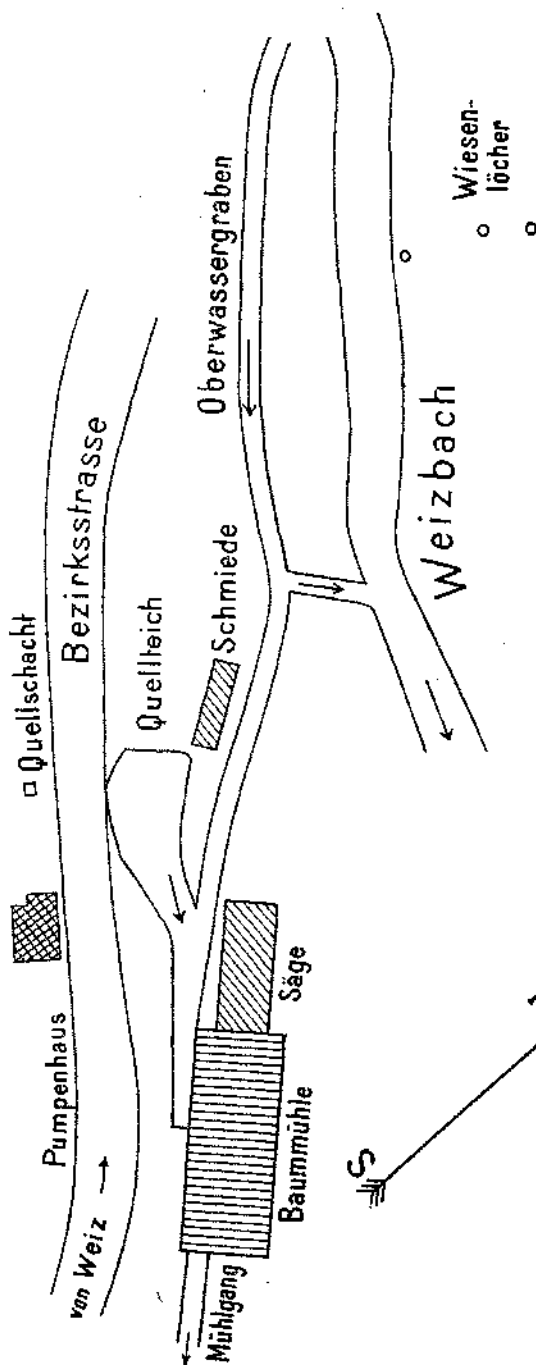


Fig. 2. Die Quellen bei der Baumühle oberhalb Weiz 1:1000.

Der Kalk an der Fassung hatte nach Mitteilungen von Ing. Thien ein Streichen schräg zur Straße, also etwa SW—NO und fiel NW ein, was mit den anderen diesbezüglichen Beobachtungen im Schöckelkalkgebiet der Umgebung übereinstimmt. Bei der Aufgrabung vom Quellschacht zur südlich befindlichen Pumpstation ist auf eine Entfernung von zirka 12 m Phyllit angetroffen worden; offenbar verursacht dieser Phyllit den Hauptaufstau des im Kalk befindlichen Karstgrundwassers, und die Stelle, wo der Phyllitsockel den Talboden erreicht, mußte daher zum Hauptaustritt der Quelle werden.

Die Pumpstation liegt aber bereits wieder im Kalk und ich beobachtete gleich südöstlich davon den Kalk SO fallend. Man hat so den Eindruck einer antiklinalen Stellung des Kalkes beiderseits des Phyllits, die wohl mit der Aufpressung des Phyllites zusammenhängt. Der abdichtende Phyllit wurde aber auch zwischen dem Quellschacht und dem nordöstlich befindlichen Quellteich nachgewiesen, wie ich auch gleich nordwestlich, beziehungsweise westlich vom Quellschacht große Phyllitblöcke (offenbar anstehend) feststellte, die entlang der Straße in der Höhe von 3—4 m von stark zerklüftetem, korrodiertem Kalk¹⁾ überlagert sind. Zu dem gleichen Phyllit gehört ein Vorkommen offenbar anstehenden Phyllit, in zirka 5 m Höhe über der Quelle am Fahrweg nach Birchbaum gelegen, mit W 10° S streichenden saigeren Klüften.²⁾

Der unterhalb der Quelle als Barre funktionierende Phyllit erscheint demnach oberhalb der Quelle wieder emporgepreßt, es liegt also der die Quelle bergende Kalk sozusagen in einer Einstülpung des Phyllitsockels und dieser Umstand, wie die Entwicklung der Barre überhaupt hat die Zusammenfassung des in einem größeren Karstreservoir befindlichen Karstgrundwassers in dieser Quelle besonders begünstigt.

Aus dieser Situation muß daher weiter geschlossen werden, daß das Karstgrundwasser zunächst in dem westlichen und dann in dem nordwestlichen Gebiet sein Infiltrationsgebiet besitzt. Es muß daher die Baummühlquelle jedenfalls von der rechten Talseite des Weizbaches abgeleitet werden.

Hingegen ist die Fladererquelle, weil wärmer, nicht mit der Riedlquelle im Zusammenhang, auch nicht aus geologischen Gründen. Sie muß ihr Einzugsgebiet im NO haben, weil die tiefere Lage des Phyllits bei der Fladererquelle gegenüber der Phyllitbarre bei der Riedlquelle ein gesondertes Einzugsgebiet verlangt.

Am jenseitigen, linken Ufer des Weizbaches finden sich im Talboden noch drei 2—3 m über dem Bach gelegene, bei Hochwasser (z. B. Ende Juni 1924 oder anfangs August 1925) funktionierende Quellen,³⁾ die aus der Tiefe herauskommen und bei starker Tätigkeit die gleiche Temperatur besitzen wie die Baummühlquelle. Diese drei „Wiesenquellen“ steigen und fallen genau mit dem Steigen und Fallen der Riedlquelle und es wurde dies besonders gut während der Fassungsarbeiten in der

1) Er dürfte anstehend sein.

2) Die Klüfte stimmen hier mit dem sonstigen Schichtstreichen überein.

3) Die eine der Quellen liegt ganz nahe dem Bache nur $\frac{1}{2}$ m davon entfernt, die mittlere 8 m davon, die östlichste 2—3 m östlich der mittleren.

Baugrube im Sommer 1924 beobachtet. Es kann sich sicher nicht um hervortretendes Grundwasser des Weizbaches handeln, die Quellen sind aufsteigende Tiefquellen und müssen daher durch ein kommunizierendes Röhrensystem mit der Riedlquelle, bzw. mit dessen Karstgrundwasser zusammenhängen. (Vergl. auch später.) Auch hier ist der Weizbach, zwischen beiden Quellgebieten gelegen, keine Scheide zwischen denselben, ähnlich wie bei den Boarquellen.

Dieser Zusammenhang legt aber das Vorhandensein von Kalk nahe, so daß die erwähnte Kalkeinstülpung zwischen Phyllit unter dem Talboden etwa schräg nach Norden, genauer NNO verlaufen muß.¹⁾ Im unteren Teil des Gehänges nördlich der Baumühle ist aber zunächst wieder Phyllit, bzw. Kalkphyllit vorherrschend, so daß die das Karstgrundwasser absperrende Barre quer über das Tal zieht. Die Wiesenquellen haben also ihr Einzugsgebiet wie die Riedlquelle im NW, bzw. W, trotzdem sie auf der linken Seite des Weizbaches heute auftreten.

Es ist übrigens sehr wahrscheinlich, daß außer dieser Aufstauung durch den Phyllit auch dem aus wasserdichtem Letten bestehenden Jungtertiär für den Aufstau eine Rolle zukommt, indem dieses die roten lettigen Felder nördlich und nordöstlich der Ruine Sturmberg bedingende Jungtertiär²⁾ sich westlich bis ins Weiztal erstreckt, wie aus der morphologischen Beschaffenheit geschlossen werden muß; bei Pilotierung des Schupfens der Baumühle hat man mehrere Meter mächtigen Letten durchfahren, der wahrscheinlich dieser Formation angehört.

Es sind demnach abdichtende Gesteine in der unmittelbaren Tiefe des Talbodens bei der Baumühle vorhanden, die eine Aufstauung des von N und NW kommenden und von dort gespeisten Karstgrundwassers bewirkt haben mußten.

2. Die Temperaturverhältnisse der Baumühlquelle und Vergleich mit anderen Quelltemperaturen. (Vgl. Tabelle der Temperaturen im Anhang und Diagramme.)

Von wenigen älteren Beobachtungen abgesehen, liegen längere Messungen seit 1924 von Direktor Ing. Thien und Bauleiter Hackenberg (der Firma Rumpel A. G.) vor. Die Temperatur der Quelle³⁾ bewegt sich zwischen 9·3° und 9·9° C, die Schwankung ist also sehr gering (nur 0·6°). Am kältesten (9·3° C) war die Quelle erst im April, wo also das Schneeschmelzwasser sich schwach fühlbar macht, am wärmsten in den Wintermonaten (März 1924, Dezember 1924, Jänner 1925, vgl. auch November 1911). Die sehr geringe Schwankung spricht für eine

¹⁾ Angesichts des Verlaufes der Störungen in dieser Richtung ist der tektonische Verlauf dieses Kalkstreifens sehr wahrscheinlich (Verwerfungen?)

²⁾ Am Südgehänge, bzw. östlich der Ruine tritt unter dem Tertiär der Karstkalk mit der Fladererquelle hervor.

³⁾ Gemessen wurde sowohl im Quellabfluß wie im Quellteich. Auch in letzterem ist die jährliche Temperaturschwankung außerordentlich gering (vgl. Diagramme von April und Mai 1924, Juli 1924, Dezember 1924, Jänner 1925); die sommerliche Temperaturerhöhung der Wasseroberfläche bei schwacher Stagnation des Wassers im Juli 1924 ist gering.

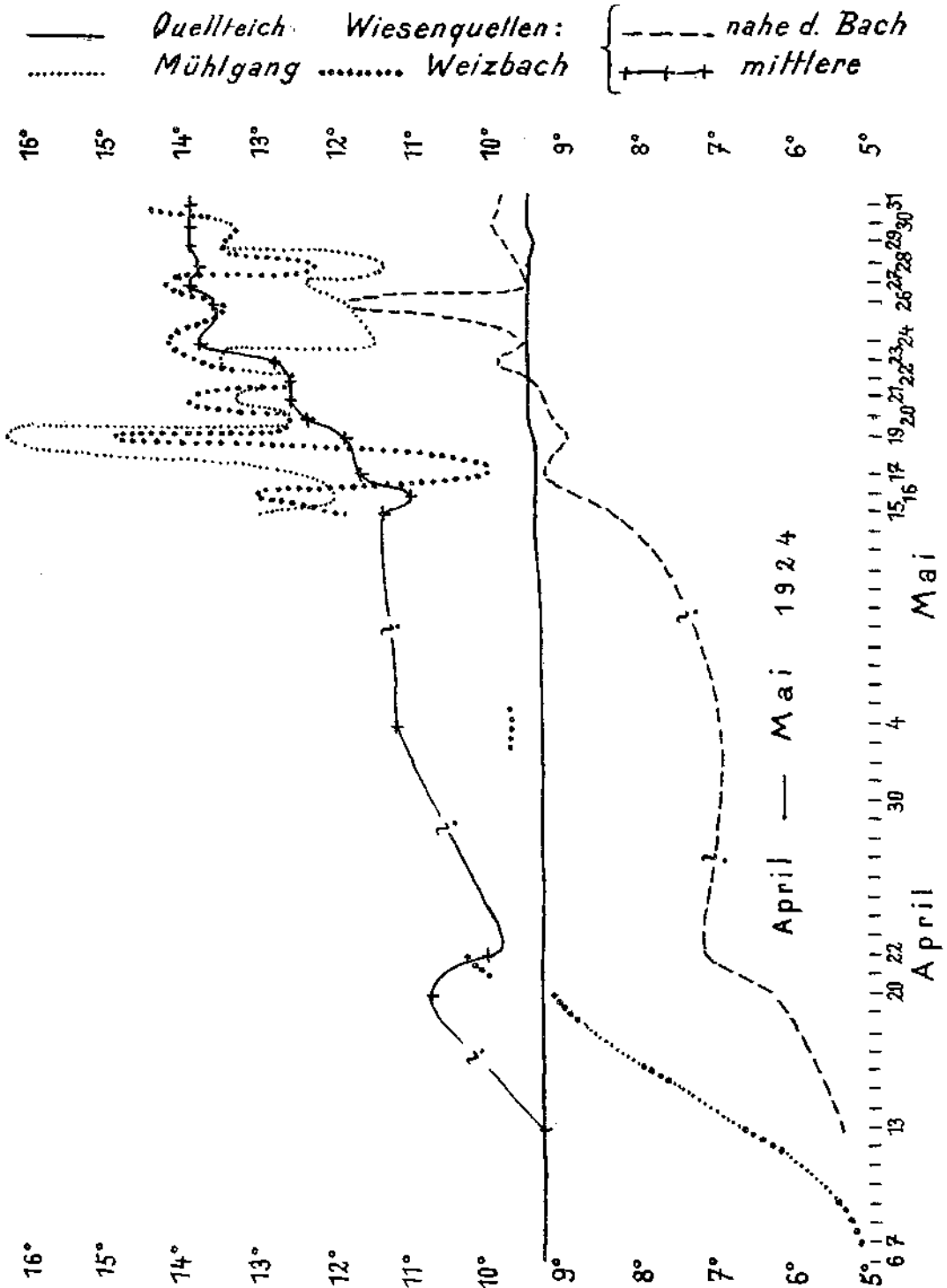


Fig. 3. Diagramm des Temperaturganges der Baummühlquelle, der Wiesenlöcher und des Weizbaches. April—Mai 1924.

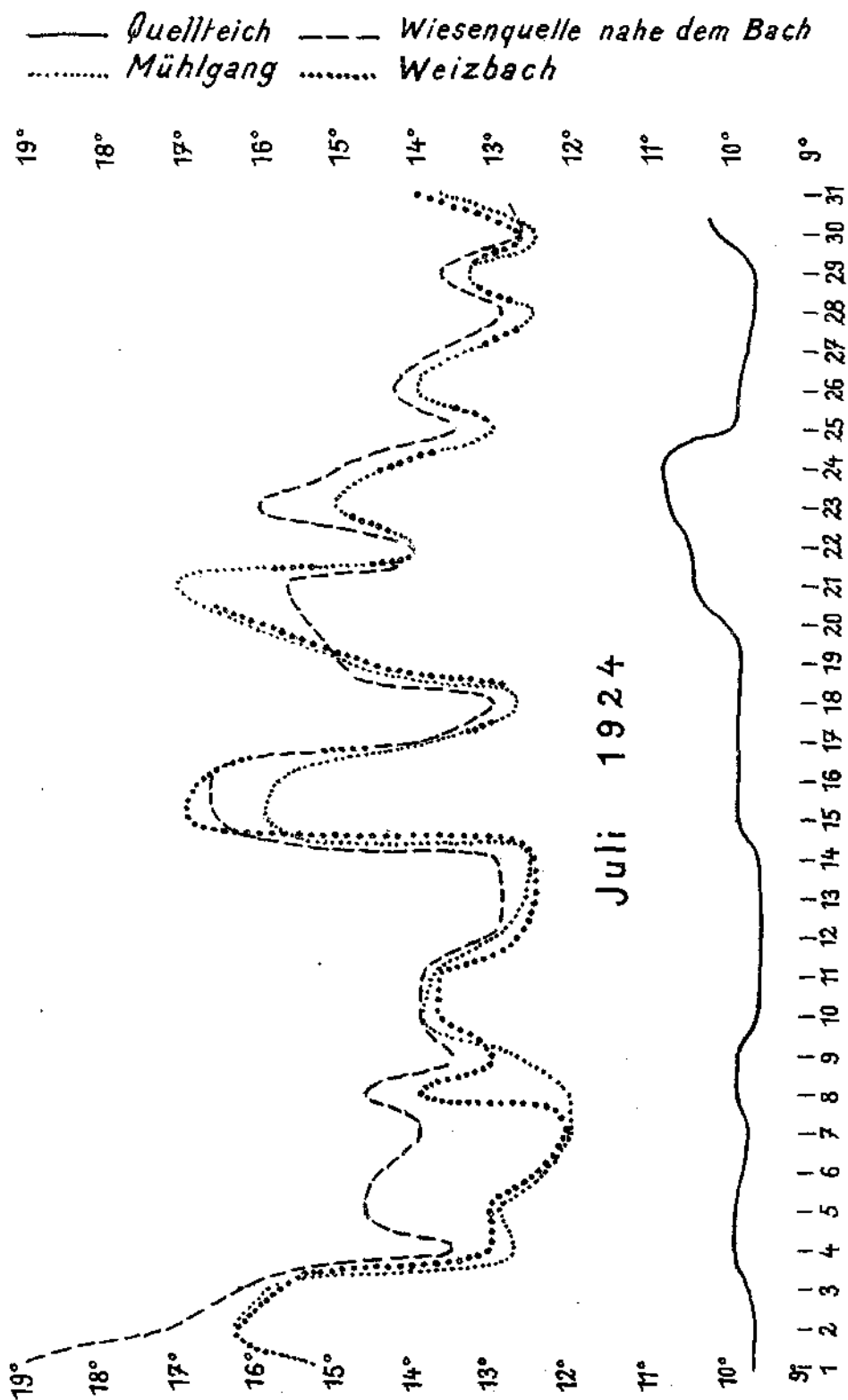


Fig. 4. Diagramm des Temperaturganges der Baummühlquelle, Wiesenquelle und des Weizbaches, Juli 1924.

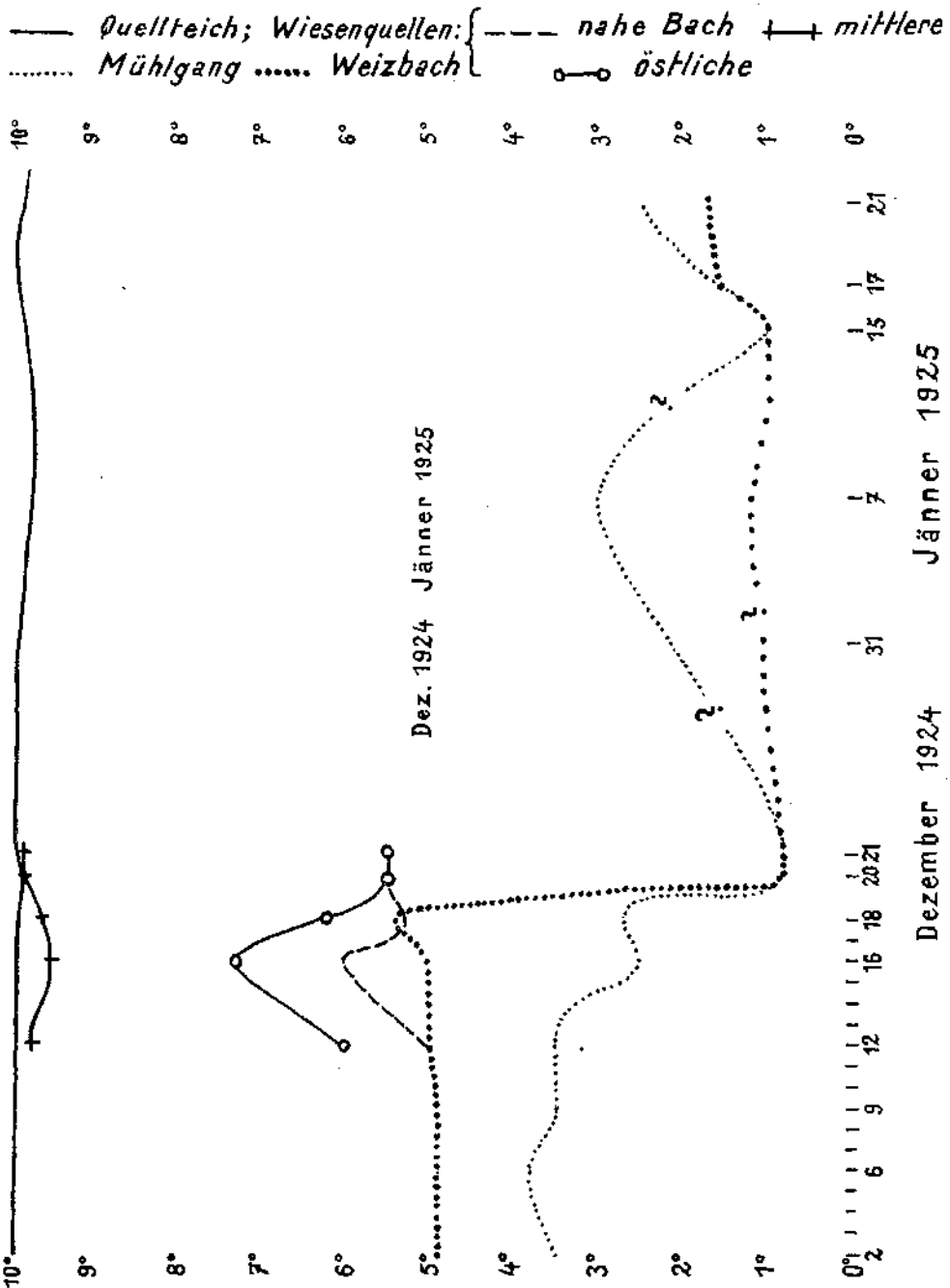


Fig. 5. Diagramm des Temperaturganges der Baumwühlquelle, der Wiesenquellen und des Weizbaches. Dezember 1924 und Jänner 1925.

regelmäßige Entwässerung aus einem tiefliegenden Karstreservoir. Insbesondere muß aus der sehr langsamen Temperaturänderung und der geringen jährlichen Schwankung geschlossen werden, daß nicht plötzliche Einbrüche von Bachwasser in das Karstwasser erfolgen, weder von der Weiz, noch von der Raab her. Denn sonst müßte eine größere Schwankung, etwa entsprechend der

erhöhten Sommertemperatur und der niedrigen Wintertemperatur der Bäche, auch im Temperaturgang der Quelle bemerkbar sein.

Was den Einfluß starker Regengüsse des Jahres 1924 auf die Temperaturveränderung der Quelle anlangt, so besteht er entweder gar nicht oder macht sich nur höchstens in den geringen Änderungen von $0.1-0.2^\circ$ geltend.

Kleine Erwärmungen um 0.1° im Mai 1924 fallen mit starken und warmen Niederschlägen zusammen. Im Juni machte sich der starke Niederschlag (29.1 mm)¹⁾ der ersten 4 Tage nicht fühlbar in der Messung des 5. Juni. Erst der Niederschlag vom 13. Juni (25.1 mm) äußerte sich nur durch eine Erhöhung von 0.1° in der Messung vom 16. Juni. Der Wolkenbruch vom 28. Juni (in Weiz lieferte er allerdings bloß 15 mm Niederschlag) machte sich nur durch eine Erwärmung von $0.1-0.2^\circ$ bemerkbar.²⁾ Im Juli und August äußerte sich die niederschlagsreiche Zeit (23. bis 31. Juli und vom 13. bis Ende August) nicht weiter durch eine Temperaturänderung der Quelle. Im September blieb gar die Temperatur 9.5° konstant, ohne auf sehr vehemente Niederschläge, z. B. am 10. (26 mm) und am 15. (30.5 mm), irgendwie zu reagieren. Ebenso blieb die gleichmäßige Temperatur im Oktober unbeeinflusst durch gelegentliche Niederschläge, so besonders am 5. Oktober (17 mm Niederschlag). Daß das direkte Niederschlagswasser nicht die Temperatur der Quelle regulieren kann, erhellt im trockenen November aus der schwachen Temperaturerhöhung, und besonders auffallend ist im Dezember die erst am 2. Dezember eingetretene Temperaturerhöhung von 9.6° auf 9.9° , wobei gleichfalls nicht Niederschläge dafür verantwortlich zu machen sind.

Die Unabhängigkeit von der Lufttemperatur zeigt am besten das Verhalten im November und Dezember 1924: Die Lufttemperatur fiel bedeutend unter 9° , die Quelltemperatur fiel nicht, sondern stieg vielmehr; es muß demnach die Quelle aus wärmeren tieferen Bodenschichten ständig hervorquellen. Einbrüche von rasch abfließenden Oberflächenwässern, ebenso Einbrüche von Weiz- oder Raabwässern in die Quelle, sind, wie die thermischen Verhältnisse lehren, 1924 nicht eingetreten. Man vergleiche dazu, daß die jährliche Temperaturschwankung der Quelle von nur 0.6° einer jährlichen Schwankung der Weizbachttemperatur (gemessen bei der Mühle) von 17° , also um rund des Dreißigfachen, gegenübersteht!

Die mit der Riedlquellablesung parallel gemachten Temperaturbeobachtungen am Weizbach und am benachbarten Mühlgang sind im Vergleich zur Baummühlquelle durch ihre großen Schwankungen sehr lehrreich. (Vgl. die Diagramme.) Weizbach und Mühlgang³⁾ sind natürlich sehr abhängig von der Lufttemperatur. Ab Mitte November 1924 und bis Mitte April 1924 unter 9° , von Mitte April bis Mitte November 1924 über 9° betragend und sich im Sommer sehr erwärmend, hat der Bach, bzw. Mühlgang eine Temperaturschwankung im Jahre von 17° . (Besonders hohe Temperaturen hatte der Weizbach anfangs und Mitte Juli, Mitte August und Ende September, bis 17° , während infolge längeren Frostwetters im Dezember 1924 die Temperaturen sich dem Nullpunkt näherten.) (Diagramm: Dezember 1924 bis Jänner 1925.)

Dieser Gegensatz der jährlichen Schwankung ist also so bedeutend, daß unmöglich eine Beimischung von Weizbachwasser oder eines Wassers von ähnlicher Oberflächlichkeit in die Riedlquelle erfolgen kann.

1) Hier und im folgenden nach den ombrometrischen Beobachtungen der Beobachtungsstation Weiz, die mir freundlichst zur Verfügung gestellt wurden.

2) Indessen flaute diese Erwärmung schon am 30. Juni und in den folgenden Tagen zur normalen Temperatur von 9.4° ab.

3) Beide sind in der Temperatur nicht sehr verschieden, weil der Mühlgang vom Weizbach abgeleitet worden ist. (Z. B. Diagramme vom Mai und Juli 1924.) Besonders im Winter ist der Mühlgang etwas kälter als der Weizbach.

Aus der Tatsache, daß die Quelle selbst bei Hochwässern, beziehungsweise starker Wasserführung keine wesentliche Temperaturänderung aufweist, muß gefolgert werden, daß die oberflächlich gefallenen Niederschlagwässer nicht plötzlich und nicht sehr rasch durchfließen, um in der Quelle zum Ausfluß zu kommen, sondern sie müssen dem Karstgrundwasser tributär werden, sich mit demselben mischen, dessen Temperatur kaum modifizierend, und bloß dieses Karstgrundwasser gelangt zum Ausfluß. (Über die hydrologischen Erscheinungen, wobei wir uns einem im Jahre 1924 abgegebenen Gutachten von Hofrat Dr. Ing. J. Knett vollends anschließen, später.)

Auffallend ist die Temperaturerhöhung der Quelle seit dem Herbst 1924. Ob dies vielleicht eine Wirkung der Fassung ist, so daß nun tieferes Karstgrundwasser austritt, sei dahingestellt. Es könnte daraus auch geschlossen werden, daß die Erhöhung der Temperatur des Karstgrundwassers erst jetzt dem Sommer nachhinkt. Aus dem Umstand, daß im Dezember Raab und Weiz bereits niedrigere Temperaturen aufwiesen, muß weiter aus der trotzdem erfolgten Temperaturzunahme der Quelle selbstverständlich auf die Abwesenheit von Raab- oder Weizwasser zur Zeit des herbstlichen Niederwasserstandes gefolgert werden.

Im Vergleich zu den anderen erwähnten Quellen nähert sich die Riedlquelle am meisten der mittleren Temperatur des Ortes. Sie ist kälter als die Fladererquelle, die eine noch geringere jährliche Schwankung besitzt. Sie ist aber etwas wärmer als die Kalkleitenquelle, die jedenfalls eine größere jährliche Schwankung hat und daher von vornherein nicht als derartig geeignete Tiefquelle aufgefaßt werden kann.¹⁾

Die Riedlquelle ist aber auch etwas wärmer als die durch eine ganz ähnliche, sehr geringe jährliche Schwankung ausgezeichneten Boarquellen, gegenüber denen der zwischen beiden fließende Weizbach natürlich eine große jährliche Schwankung besitzt, wie bei der Lückenhaftigkeit der Beobachtungen schon aus dessen starker winterlicher Abkühlung geschlossen werden muß. (Beobachtungen vom 10. Dezember 1924 und vom Winter 1914.)

3. *Hydrologische Verhältnisse und Wurzelgebiet der Baummühle.*

Aus der gleichmäßigen Temperatur der Quelle folgerten wir bereits auf ein Einzugsgebiet aus dem tieferen Karstgrundwasser, welches im letzten Stück sicher aufsteigt. Nach der geologischen Lagerung der Phyllit-Kalkgrenze bei der Baummühle hatten wir auf eine Zufließung zuerst von W und dann von NW her geschlossen. Es sind die Kalkberge vor allem des Stroß (1038 m) und vielleicht auch des Sattelbergzuges (1081—1013 m) als Einzugsgebiet der Quelle, beziehungsweise dieses Karstgrundwassers, anzunehmen. Bei der Seehöhe der Quelle von zirka 500 m beträgt demnach die Fallhöhe des Infiltrationswassers über 500 m, es kommt Wasser hinreichend mit den tieferen Kalkklüften in Berührung.

Daß es ein größeres Einzugsgebiet sein muß, erhellt schon aus der großen Ergiebigkeit der Quelle, die am 10. März 1924 mit zirka 100 Sekundenlitern geschätzt wurde, aber seit Ende Mai und Anfang Juni 1924 z. T. mit der Vertiefung des Schlitzes der Baugrube — die Aufschließungsarbeiten begannen am 16. Mai 1924 — auf 350 Sekundenliter stieg.

¹⁾ Die Temperaturbeobachtungsreihe ist allerdings eine sehr lückenhafte.

Ein Teil wird allerdings auch der niederschlagsreichen Zeit des Mai und Juni zuzuschreiben sein, welche beiden Monate weit über das Doppelte der früheren monatlichen Niederschlagsmenge lieferten.¹⁾

Anfangs August 1925 wurde eine ganz außerordentliche Wasserführung der Quelle inklusive der Wiesenlöcher als Folge der sehr niederschlagsreichen Zeit, besonders in der zweiten Hälfte Juli²⁾, mit schätzungsweise 800 Sekundenlitern beobachtet.

Es muß aber besonders festgestellt werden, daß die Baummühlquelle auch im Herbst und besonders im frühen Winter 1924 (Dezember) trotz mehrere Monate während der Trockenheit große Ergiebigkeit, noch immer zirka 140 Sekundenliter³⁾ aufwies, so daß mit einem außerordentlich ausgedehnten Wurzelgebiet gerechnet werden kann. Desgleichen nahm ihre Ergiebigkeit im Jänner und Februar 1925 nicht ab, trotzdem in diesen beiden Monaten nur sehr geringe Niederschläge erfolgten.

Auch nach früheren Beobachtungen der Anwohner kam in der Baummühlquelle stets eine ansehnliche Wassermenge heraus, die selbst zu Trockenzeiten nicht wesentlich verringert war. Das spricht für ein sehr verzweigtes Einzugsgebiet. Es ist hier geradezu ein Reservoir im Karstkalk vorhanden, das sich nie erschöpfen kann, während die benachbarten Flüsse Weiz und Raab während Trockenzeiten außerordentlich viel Wasser verlieren.

Ein Einzugsgebiet von nicht ganz 7 km² genügt auch tatsächlich, um die Quelle zu erzeugen, wie die folgende rohe Rechnung ergibt. In Unkenntnis der subterranean Wasserscheide des Karstgrundwassers zwischen Weiz und Raab, nimmt das durchlässige Kalkgebiet an der rechten Weizbachseite etwa 16 km² ein. Bei einer Niederschlagsmenge von nur 1000 mm⁴⁾ auf den Höhen und der Voraussetzung, daß bloß die Hälfte davon in die Tiefen des Kalkes versickert, würden demnach 8 Millionen Kubikmeter Wasser im Jahr das Karstgrundwasser speisen. Das gibt pro Tag zirka 22.000 m³, daher nicht ganz 1000 m³ pro Stunde, beziehungsweise 16·6 m³ pro Minute (= 16.600 Liter), daher 280 Liter pro Sekunde. Die jetzige Riedlquelle hat aber eine Ergiebigkeit von 140 Sekundenlitern, so daß das halbe Einzugsgebiet, also 8 km², genügen würde.

Nun muß berücksichtigt werden, daß vom Niederschlag nicht, wie angenommen wurde, $\frac{5}{10}$, sondern $\frac{7}{10}$, also 700 mm einsickern könnten, so daß 11·2 Millionen Kubikmeter pro Jahr eindringen würden, daher zirka 30.000 m³ pro Tag oder 1250 m³ pro Stunde, 20 m³ pro Minute (= 20.000 Liter), demnach 333 Liter pro Sekunde. Unter solchen Versickerungsverhältnissen wäre also für die 140 Sekundenliter der Riedlquelle ein Infiltrationsgebiet von nicht ganz 7 km² notwendig. Dieses errechnete Einflußgebiet dürfte wohl mit dem tatsächlichen ziemlich übereinstimmen.

Es entspricht dem Charakter des aus der Tiefe aufsteigenden Karstgrundwassers, daß sich die Ergiebigkeit der Quelle mit der

¹⁾ Die Niederschlagssummen betragen für die Monate: I. (Jänner) 14 mm, II. 56 mm, III. 13 mm, IV. 51 mm, V. 111 mm, VI. 135 mm.

²⁾ Niederschlagssumme des Juli in Weiz 187 mm!

³⁾ Der höhere Betrag gegenüber der Schätzung am 10. März erklärt sich durch die seither erfolgte Fassung.

⁴⁾ Man könnte einen höheren Wert annehmen, da der mittlere Niederschlag von Weiz, aus dem Dekadenmittel 1896 bis 1906 ermittelt, 978 mm beträgt.

Fassung vergrößerte. Während der Vertiefung der Baugrube im Sommer 1924 nahm die Ergiebigkeit stark zu und dürfte sich mehr als verdoppelt haben, denn trotz der Arbeit der beiden, zusammen zirka 200 Liter pro Sekunde fördernden Pumpen sind mindestens 100 Sekundenliter aus der Baugrube abgeflossen. Die Quelle förderte also im abgesenkten Zustand mindestens 300 Sekundenliter; beim gegenwärtig aufgestauten Zustand gibt sie zirka 140 Sekundenliter.

Es ist leicht möglich, daß durch Verstopfung der erwähnten drei Wiesenlöcher, welche aber durch den Talbodenschotter bis zum Felsen durchgeführt werden müßte, die Ergiebigkeit der Riedlquelle sich noch mehren wird. Sie ist aber nicht notwendig, da selbst bei Niedrigwasserzeiten genug Wasser zur Verfügung steht.

Die Quelle reagiert rasch auf sehr große Niederschlagsmengen. Dies konnte bei dem Hochwasser Ende Juni 1924 sehr gut beobachtet werden.

Ich entnehme dem Bericht des Herrn Direktors Ing. Thien: Am 28. Juni ging zwischen fünf und sechs Uhr abends über dem Poniglbach und im Gebiet der Raab des Patschaberges und auch des Stroß und Sattelberges ein starkes Unwetter nieder. Vier Stunden später um 11 Uhr nachts begann schon die Quelle zu steigen. Am 29. Juni um 11 Uhr vormittag dürfte die Wassermenge ihren höchsten Stand erreicht haben, nach Messungen zirka 1100 Sekundenliter; dann sank der Wasserstand und am 30. Juni war der normale Stand des Wasserspiegels erreicht.

Daraus ist aber nicht zu folgern, daß das Niederschlagswasser sehr rasch durch den Berg durchfließt, um in der Quelle auszutreten (vergleiche auch oben), vielmehr mischt sich das Niederschlagswasser mit dem im Berg stets vorhandenen Karstgrundwasser — die Quelle ist ja immer in Tätigkeit. Die Quelle wird eben von diesem Karstgrundwasser gespeist, das im Berg in den Klüften ein gewisses Niveau, das piezometrische Niveau, einhält. Der vermehrte Niederschlag bewirkt nur eine starke Überhöhung des piezometrischen Niveaus und infolge des verstärkten Druckes muß daher rasch der Überschuß zum Ausfluß gelangen. Ich stimme daher vollständig mit der von Hofrat Knett in seinem Gutachten gegebenen Darstellung überein.

Die Trübung, die am 28. und 29. Juni 1924 nach dem Wolkenbruch beobachtet wurde, war übrigens nicht so stark, sie wurde kaum im Glas wahrgenommen. Sie erklärt sich leicht durch Aufwirbelung von feinen tonigen Bestandteilen in den Gesteinsklüften, wenn das Karstgrundwasser mit größerer Geschwindigkeit durchfließt. Es darf also nicht daraus etwa auf starke Zutritte von Oberflächenwasser geschlossen werden; dagegen spricht vor allem, wie schon früher ausgeführt wurde, die gleichbleibende Temperatur der Quelle. Auch dadurch, daß das Wasser damals die erdige Abschlußwand der Baugrube in stärkerem Maße bespülte, mußte eine leichte Trübung entstehen.

Der Umstand, daß das Wasser höchst selten trübe ist und fast immer klar fließt, spricht dafür, daß es sich um Abflüsse eines Karstgrundwassers handelt, beziehungsweise eines aus der Tiefe aufsteigenden Grundwassers und nicht etwa um von der Höhe herabfallende Höhlenflüsse und auch nicht um Kommunikationen mit den zwei benachbarten Flüssen. So läßt sich also das subterrane

Wurzelgebiet der Quelle rekonstruieren: es ist ein ausgedehntes, reichverzweigtes, tief im Berg gelegenes Karstgrundwassergebiet, aus dem im letzten Stück die Quelle aufsteigt.

4. Das Verhältnis der Baummühlquelle zum Weizbach.

Nach dem Früheren ist die Baummühlquelle aufsteigendes Tiefenwasser, das in einem Röhrensystem des Kalkes kommuniziert. Bei der Fassung wurde deutlich festgestellt, daß das Wasser aus der Tiefe aufsteigt. Eine Mischung dieses Quellwassers mit dem Weiz-, beziehungsweise Grundwasser trat schon früher nicht ein, die Quelle lieferte auch früher gutes Trinkwasser und ihr Wasser floß dem Fischeich zu, aus dem es zum Mühlgang, beziehungsweise Weizbach abfloß.

Bereits vor Begün irgendwelcher Arbeiten an der Quelle bestand im Quellteich neben der Mühle schon an und für sich ein Überdruck gegen den Weizbach, da der Wasserspiegel im Teich um mehr als 1 m höher als der Wasserspiegel im Weizbach liegt (1½ m über dem Mittelwasserstand des Baches).

Durch die Fassung der Quelle — die ersten Fassungsarbeiten erfolgten am 16. Mai 1924 — wurde es erreicht, daß der Spiegel des Quellteiches sich um 19 cm gegen früher hob und daß im westlichen Brunnenschacht sich ein Spiegel einstellte, der weitere 20—25 cm höher liegt.

Durch die Fassung der Quelle wurde der Überdruck gegen den Weizbach größer gemacht als er früher schon vorhanden war.¹⁾

Dieser Überdruck ist von größter Wichtigkeit und ausreichend und infolgedessen ist eine Mischung der Quelle mit dem Weizbachwasser (Mühlgraben) gegenwärtig nicht möglich. Die von Hofrat Knett mit Recht erhobene Forderung besteht also durchaus.²⁾

Besonders bemerkenswert ist, daß dieser Überdruck mit dem Auftrieb des Quellwassers auch im Dezember 1924 bestand, nachdem 3½ Monate kein nennenswerter Niederschlag mehr im Gebiete stattfand.³⁾ Es waren dies die Verhältnisse etwa unter dem Mittelwasserstand, beziehungsweise bei fast niedrigem Wasserstand.

Bei Hochwasser der Quelle, d. h. nach starken Niederschlägen, wird das Karstwasser auch erhöhten Druck gegenüber dem Weizbach-

1) Das Nivellement am 29. Juni 1924 ergab die folgenden Höhen: Wasser in der Baugrube 60·57, am Weizbach 60·84; damals war aber Hochwasser und es stand das Wasser in der Baugrube um 27 cm tiefer als der Weizbachspiegel. Der mit der Baugrube aber unterirdisch in Verbindung stehende Quellteich hatte eine Spiegelhöhe von 61·63, also 79 cm über dem Weizbachspiegel. Es hatte also die Quelle, nach dem Quellteich zu schließen, auch bei Hochwasser einen Überdruck gegen den Weizbach. (Daß der Wasserspiegel in der Baugrube tiefer lag, ist auf die Entwässerung der Baugrube durch einen tieferen Schlitz zurückzuführen.)

2) Die Sistierung der weiteren Grundahebungen im Teich und die Zuschüttung desselben zur heutigen Form war für die Aufstauung der Quelle an der Fassungsstelle mit Recht von großer Bedeutung.

3) Letzter Niederschlag 15. September 1924 (30 mm), womit die erste regnerische Septemberhälfte abgeschlossen wird, so daß der monatliche Niederschlag des September noch 117 mm beträgt. Im Oktober fielen dagegen nur 34 mm und im November bloß 5·5 mm Niederschlag.

wasser haben, da ja die Quelle aus einem weiten Reservoir gespeist wird. Es ist kaum der Fall denkbar, daß diese Überdruckverhältnisse des Karstwassers gegenüber dem Weizwasser einmal gestört werden.

Es darf übrigens von technischer Seite erwartet werden, daß die technische Durchführung im Quellschacht eine solche ist, daß das Quellwasser selbst im Falle der ungünstigsten Gestaltung der Überdruckverhältnisse des Karstwassers zum Weizwasser unbedingt gegen das Wasser der Nachbarschaft isoliert ist. Bei Fortbestehen der gegenwärtigen hydrographischen, technischen und morphologischen Verhältnisse ist eine solche ungünstige Gestaltung nach menschlicher Voraussicht kaum zu befürchten. Bei Niedrigwasser besteht ein Überdruck und bei Hochwasser erwehren sich die Karstwässer sogar des Weizbaches, indem sie jenseits desselben in den „Wiesenquellen“ zum Austritt gelangen.

Die Wiesenquellen haben bei Hochwasser die gleiche Temperatur wie die Baumhühlquelle¹⁾ und müssen daher dem gleichen Karstgrundwasser entstammen. Es sind aufsteigende Tiefquellen. Diese Tätigkeit der Wiesenquellen, die allerdings nur auf größere Niederschlagszeiten beschränkt ist, beweist den Überdruck des Karstgrundwassers gegenüber dem Weizwasser. Besonders die mittlere Wiesenquelle nähert sich am häufigsten in der Temperatur der Riedlquelle und ist daher am häufigsten in Tätigkeit (13. April, 29. Juni, Mitte Dezember 1924 Temperaturmessungen, vgl. Diagramm Dezember 1924).

Bei geringerer Ergiebigkeit des Karstgrundwassers reicht der Druck nicht mehr hin, um auch die Wiesenquellen in Tätigkeit zu lassen, ihr Wasser fällt, um schließlich zu versiegen. Infolge geringerer Wassererneuerung bei geringer Quelltätigkeit macht daher das Wasser die thermische Beeinflussung des Tages, bzw. kürzerer saisonaler Witterungsunterschiede durch, erwärmt sich bei Tag und im Sommer, kühlt sich bei Nacht und in der kälteren Jahreszeit ab.²⁾ Die mittlere und die östlichste Wiesenquelle verhalten sich dabei gleich oder sehr ähnlich,³⁾ während die westlichste, die bachnächste Quelle in der kühlen Jahreszeit besonders kalt bleibt. So muß angenommen werden, daß diese bachnächste Quelle stagnierendes Wasser hat, das infolge niedriger Lufttemperaturen am meisten abgekühlt wird. Z. B. 20. Dezember 1924, 13. April 1924.⁴⁾

Diese Quelle (nahe dem Bach) war Mitte April 1924 weniger in Tätigkeit, es lag aber immerhin noch wenig thermisch modifiziertes Quellwasser vor (vgl. Diagramm April und Mai 1924). Sie war hingegen besonders in der zweiten Hälfte Mai in Tätigkeit, wobei sie wenig Temperaturunterschied gegen die Baumhühlquelle aufwies, mit Ausnahme der Erwärmung am 26. Mai. Im Juli 1924 (Diagramm) handelte es sich

1) Vgl. bes. beim Hochwasser am 29. Juni 1924; auch am 13. April war eine große Annäherung der Temperatur der Wiesenquellen an die der Riedlquelle zu verzeichnen. Vergl. auch 5. August 1925.

2) Analoge Verhältnisse je nach Wassererneuerung habe ich auch an den Grundwasserquellen des Lunzer Mittersees festgestellt. Vgl. Götzinger, Der Lunzer Mittersee, ein Grundwassersee in den niederösterreichischen Kalkalpen. Internat. Revue der ges. Hydrobiologie und Hydrographie, Bd. I, 1907.

3) Die östlichste Wiesenquelle (nicht eingetragen im Diagramm April und Mai 1924) ist etwas wärmer als die mittlere Wiesenquelle und offenbar schwächer tätig gewesen.

4) Vgl. damit übereinstimmend die niedrigen oder relativ niedrigen Frühtemperaturen am 13. April, 21. April, 3. Mai 9. Mai, bis 11. Mai 1924.

mehr um stagnierendes Wasser, welches stärker sogar als der Mühlgang erwärmt wurde, wogegen im Dezember 1924 und Jänner 1925 (vgl. Diagramm) die Quelle manchmal etwas tätig war, da ihr Wasser nicht so stark wie im Mühlgang abgekühlt wurde.

Die Zeiten der größeren Schwankungen der Temperaturen der Wiesenquellen, bzw. der größten Differenzen gegenüber der Baum-mühlquelle fallen zusammen mit Niedrigwasser, bzw. mit geringer Quell-tätigkeit und können diese Differenzen nur erklärt werden durch Beeinflussung von seiten der Luft allein, ohne daß man daran denken muß, daß bei Niedrigwasserzeiten der Weizbach, bzw. das Weizbach-grundwasser einen thermischen Einfluß auf die Wiesenquellen ausübt und sich etwa mit den Wiesenquellen mischt.

Bei Hochwasser ist jedenfalls keine Mischung der Wiesenquellen mit dem Weizbachwasser zu verzeichnen. (Die westlichste Quelle, nur einen halben Meter vom Bach entfernt, hat meist ganz andere Temperaturen als der Bach, was für eine vollständige Separierung beider Wässer spricht.)

Wenn schon demnach die Wiesenquellen thermisch separiert gegen den Bach sind, so muß dies um so mehr für die viel stärkere und gegenüber dem Weizbach durch eine stetigere Wasserführung ausgezeichnete Riedlquelle gelten, um so mehr, als das Karstgrundwasser einen Überdruck gegenüber dem Weizbach aufweist.

Eine ähnliche Separierung des Karstgrundwassers gegen das Talbodenwasser haben wir ja schon bei der Boarquelle kennen gelernt. Es ist offenbar das Talbodengrundwasser des Weizbaches durch die eigenen Alluvionen gegen den Karstwasser führenden Kalk darunter abgedichtet. Nur im Falle einer Verletzung dieser wasser-dichten „Haut“, sei es durch gewisse bauliche Maßnahmen im Talboden, sei es durch eine unvermutete und ausgedehntere Tiefenerosion des Baches, könnte Weizbachwasser in die Klüfte eintreten, in welchem Falle bei geringem Überdruck seitens der Riedlquelle eine Verunreinigung stattfinden könnte, wenn dieselbe durch die kommunizierenden Röhren zur Riedlquelle vordringen würde. Für die nächste Zeit, bzw. die nächsten Jahre der geologischen Gegenwart halte ich aber eine aus natürlichen Gründen entstandene Verletzung dieser Haut für unwahr-scheinlich, so daß man in dieser Hinsicht keine Befürchtungen hegen muß, um so mehr, als die jetzt gefaßte Quelle einen starken Überdruck des Karstwassers zeigt.

5. Die Qualität des Wassers der Baum-mühlquelle und Vergleich mit anderen Quellen.

Hinsichtlich der Qualität des Wassers der Baum-mühlquelle liegen die chemischen, bzw. chemisch-bakteriologischen Untersuchungen nur vom 12. April 1924 einerseits und vom 29. Juni, 30. Juni, 1. Juli und 4. Juli 1924 andererseits vor. Sie gestatten es immerhin, nicht nur die absolute Zusammensetzung, sondern auch die relativen Unterschiede der jahreszeitlichen Schwankung der Zusammensetzung einigermaßen zu übersehen, wenn es auch wünschenswert wäre, daß mehr Analysen zu verschiedenen Jahreszeiten, besonders bei Extremen der Wasserführung gemacht würden.

Die Beobachtung vom 12. April 1924 entspricht wohl einem Mittelwasserstand (einem Abflauen nach einer kleinen Ergiebigkeitsvergrößerung Anfang April,¹⁾ während die Untersuchungen am 29. Juni einen Hochstand der Quellergiebigkeit bezeichnen, die am 30. Juni und im folgenden weiter abflaute.

Absolut genommen ist das klare, geschmack- und geruchlose, alkalisch reagierende Wasser, das eine mittlere Härte von 10·6 deutschen Härtegraden aufweist, wegen des geringen Gehaltes an Chloriden, Sulfaten und Eisen, des Fehlens von Ammoniak²⁾ als für Hausgebrauch und Trinkwasser besonders geeignet zu bezeichnen. Daß das Wasser dieser Karstquelle einwandfrei ist, könnte schon angesichts des großen Einzugsgebietes, der Tiefe der Karstquelle, entsprechend der früheren hydrologischen Charakterisierung, angesichts der infolge der sehr geringen Besiedlung des im NW der Quelle gelegenen Einflußgebietes kaum möglichen Verunreinigung erwartet werden. Es ist für die Beschaffenheit des Wassers noch günstiger, wenn es sich hier im Einzugsgebiet mehr um ein verzweigtes Grundwasser in den Klüften handelt, als um entlang gewisser Höhlungen und Klüfte zirkulierendes Höhlenwasser handelt. Nach dem früher Gesagten ist die erstere Annahme wahrscheinlicher.

Die gute Beschaffenheit und Eignung des Wassers wurde im Sommer 1924 bei dem Hochwasserinbruch am 29. Juni durch das Zusammentreffen einer Reihe ungünstiger Momente in Frage gezogen. Das Vorhandensein einer Trübung hatte die Befürchtung wachgerufen, daß zur Zeit des Hochwassereinbruches unfiltrierte Oberflächenwässer der Baumhühlquelle beigemischt sein könnten. Wir haben schon früher bemerkt, daß die am 29. Juni, 30. Juni und 1. Juli von Herrn Hofrat Prof. Dr. Prausnitz, Graz, beobachtete Trübung teils durch Aufrührung im Karstgrundwasser, teils durch Aufrührung in der Baugrube selbst und nicht etwa durch oberflächliche Zuflüsse erklärt werden kann, weil vor allem auch letztere die Temperatur der Quelle erheblich verändert hätten. Und selbst wenn damals infolge der noch nicht bestandenen Fassung der Quelle nur geringe Mengen von Oberflächenwasser zugeströmt wären,³⁾ so ist diese Gefahr durch die bereits vollzogene Fassung der Quelle beseitigt. Am 4. Juli wurde die Trübung übrigens auch nicht mehr beobachtet. (Im Quellschacht *a* und *b* von Hofrat Prausnitz.⁴⁾)

Die Unterschiede im Abdampfdruckstand (bei 100° C in Milligramm pro Liter) sind übrigens angesichts der großen Wasserstands-

1) Geschlossen auch aus der Wasserstaudsschwauung der Raab nach den Pegelablesungen in der Raabklamm. (Für den Weizbach liegen keine Pegelmessungen vor.)

2) Die am 12. April beobachtete minimale Spur von salpetriger Säure (im Juni und Juli nicht mehr beobachtet) kann außer Betracht gezogen werden, da, wie sich später herausstellte, die Probeentnahme im April aus dem Quellteich erfolgte, neben dem sich damals ein Misthaufen befand.

3) Die 4 m tiefe Baugrube war damals nicht abgedichtet, sondern nur mit Schalungsbrettern verkleidet.

4) Die Trübung der als Quelle von Herrn Hofrat Prausnitz bezeichneten Stellen am 4. Juli entstand durch Erdteilchen bei Entnahme der Probe selbst.

schwankung der Quelle sehr geringe zu nennen. Wenn dem mittleren Wasserstand vom April ein solcher von 202 und dem abgeflauten Hochwasser vom 30. Juni ein solcher von 204 Milligramm entspricht, so bezeichnet auch der Hochwasserwert von 216 relativ keine besondere Steigerung. Betrug doch an zwei benachbarten Stellen desselben Quellschlitzes bei klarem Zustand des Wassers (Messung 4. Juli 1924) der Unterschied der Trockenrückstände sogar 4 Milligramm. Bei der riesigen Wassermenge Anfang August 1925 belief sich der Abdampfrückstand auf bloß 207 *mg*.

Auch aus den Ziffern des Gehaltes an organischer Substanz (ersichtlich aus den *mg*-Zahlen des Verbrauches von übermangansaurem Kali zur Oxydation der organischen Substanzen) ist kein ungünstigeres Urteil über die Beschaffenheit der Quelle zu fällen. So muß befremden, daß gerade beim Hochstand am 29. Juli¹⁾ der Wert nur 3.11 *mg* betrug und erst am 30. Juni stieg (12.12), wo das Hochwasser schon abflaute. Die Werte um 5 *mg* beim klaren Wasser des Quellschlitzes am 4. Juli sind bereits dem ganz abgeflauten Hochwasser entnommen und nähern sich dem Wert von 5.7 *mg* des Mittelwasserstandes im April 1924. Die Beobachtung von 9.33 am 4. Juli gehört zu einer schlecht entnommenen Probe (trüber sandiger Bodensatz, trotzdem das Wasser damals im Quellschlitz vollkommen klar war.)

Die bisherige bakteriologische Untersuchung des Wassers ist insoferne unvollständig, als die Keimzahlen nur am 4. Juli 1924 ermittelt wurden, also nachdem das Hochwasser vom 28. bis 29. Juni bereits ganz abgeflaut war. Die Keimzahlen für den 4. Juli 72, beziehungsweise 73 für die Quelle, sind absolut genommen, nicht hoch. Die Hygieniker bezeichnen Wasser mit einer Keimzahl von erst über hundert als bedenklich. Während der größten Wasserführung hatte die Quelle vielleicht 100 oder etwas über 100 Keime. Daraus darf aber das Wasser der Baumühlquelle bei Hochwasserergiebigkeit nicht als bedenklich und für Trinkwasserzwecke ungeeignet bezeichnet werden, denn dieses Hochwasser war, wie die Ergiebigkeit von 1100 Sekundenlitern zeigte, ein ganz besonders starkes und die Fassung war noch nicht vollzogen. Der Überdruck des Karstgrundwassers gegenüber dem Weizbach ist durch die Fassung der Quelle ganz besonders erzeugt worden.

Immerhin wäre es wünschenswert, daß nunmehr auch nach Fassung der Quelle zu verschiedenen Zeiten, besonders bei Niederwasserstand und Hochwasserstand bakteriologische Untersuchungen gemacht würden, um vor allem die an die Technik von Hofrat Prausnitz im Gutachten vom 4. Juli 1924 gestellte Forderung, daß die Fassung derartig geschehen soll, daß die Quelle dauernd gegen das Oberflächenwasser, sei es vom Weizbach, sei es vom Bergabhang, abgeschlossen wird, auf ihre Durchführung zu überprüfen. Aus hydrologischen und geologischen Gründen ist, wie ausgeführt, die Separierung des aus der Tiefe aufsteigenden Karstgrundwassers gegen das Weizbachwasser gegeben.

¹⁾ Die Raab wies den Hochstand nach den Pegelablesungen schon am 28. Juni um 7 Uhr abends auf.

Chemische Untersuchung der **Baummühlquelle.**

		1 9 2 4						
		1)		2)				
		12. April		29. Juni	30. Juni	1. Juli	4. Juli	
				4)			Quellenschlitz	
							a)	b)
							3), 6)	
							5)	
Chloride	Spuren	1·7	1·7	1·6	2·1	2·1	2·1	
Sulfate	gering	—	—	—	—	—	—	
Ammoniak	—	nicht nachweisbar			—	—	—	
Eisen	—	Spur	Spur	ger. Spur	—	—	—	
Salpetrige Säure	minim. Spur	nicht vorhanden			—	—	—	
Salpetersäure	—	vorhanden			—	—	—	
Verbrauch an Milligramm übermangansaurem Kali pro Liter für oxydierbare Stoffe	5·7	3·11	12·12	5·59	5·23	4·60	9·33	
Abdampfrückstand bei 100 ° C	} Milligramm pro Liter	202	216	204	188	202	198	
dessen Glühverlust		15·6	—	—	—	—	—	
Kalk (Ca O)		91·2	—	—	—	—	—	
Magnesia (MgO)		10·4	—	—	—	—	—	
Deutsche Härtegrade		10·6	—	—	—	—	—	
Keimzahl in 1 cm ³ Wasser		—	—	—	72	—	73	

1) Landwirtschaftlich chemische Landesversuchsstation Graz, 12. April 1924.

2) Analyse des Hygienischen Instituts der Universität Graz, 5. und 6. Juli 1924.
Die Proben an diesen vier Tagen wurden nicht dem Quellteich, sondern dem Schlitz an der Berglehne entnommen, und zwar nach Möglichkeit dort, wo das Wasser hervorquoll.

3) Die Trübung entstand durch Erdteilchen bei Entnahme der Probe.

4) Äußere Beschaffenheit des Wassers: Leicht getrübt, Flöckchen in Suspension, sandiger Bodensatz.

5) Klares Wasser.

6) Trübung, sandiger Bodensatz.

Chemische Untersuchung der Kalkleiten- und Boarquelle.

	Kalkleitenquelle			Boarquelle	
	1911 Oktober 1)	1890 März 2)	1905 (Monat?) 3)	1890 März 2)	1913 1. Oktober 4)
Chloride	—	frei	—	frei	—
Sulfate	—	frei	—	Spur	—
Ammoniak	—	frei	—	frei	—
Salpetrige Säure	—	Spur	—	Spur	nicht nachweisbar
Salpetersäure	—	Spur	—	Spur	nicht nachweisbar
Verbrauch an Milligramm übermangansaurem Kali pro Liter für oxydierbare Stoffe	0·78	4	0·15	2·8	—
Glühverlust	—	—	—	—	41
Summe der fixen Bestand- teile (Milligramm pro Liter)	—	169	—	204	197
Kalk (Ca O)	} Milligramm pro Liter	—	86·4	—	78
Magnesia (Mg O)		—	8·14	—	21
Kieselsäure		—	—	—	5
Deutsche Härtegrade	—	—	9·74	—	10·83
Abdampfrückstand	134·8	—	190	—	—
Chlor	2·25	—	3·7	—	Spuren
Eisenoxyd (Milligramm pro Liter)	—	—	—	—	unter 0·15
Keimzahl in 1 cm ³ Wasser .	42—55	—	—	—	—

1) Untersuchung des Hygienischen Institutes der Universität Graz, 22. Oktober 1911.

2) Untersuchung von Professor Reibenschuh, 26. März 1890.

3) Untersuchung der Untersuchungsanstalt für Lebensmittel, Graz, 1905.

4) Untersuchung der Landwirtschaftlich-chemischen Landesversuchsstation Graz, 10. April 1913.

Zum Vergleich der Qualität der Riedlquelle mit der Kalkleiten- und Boarquelle diene die umstehende Tabelle. Alle drei Quellen sind frei von Ammoniak, Sulfate sind nur in Spuren vorhanden. Die Kalkleitenquelle wies einen verhältnismäßig hohen Betrag der organischen Substanz auf (4 mg), sogar mehr als die Baummühlquelle, selbst bei Hochwasser am 29. Juni, wogegen die Boarquelle einen sehr geringen Wert hat (2·8). Der Trockenrückstand der Boarquelle ist ganz ähnlich wie der der Riedlquelle, selbst am 4. Juli bei abgeflautem Hochwasser. Die Härte der Boarquelle unterscheidet sich wenig von der der Riedlquelle (mittlere Härte), während die Kalkleitenquelle weicher ist. Jedoch ist die Boarquelle die magnesiareichste (21 mg pro Liter), so daß in deren Einzugsgebiet dolomitische Kalke mehr auftreten müssen als im Einzugsgebiet der Kalkleiten- und Riedlquelle (8 mg, beziehungsweise 10 mg).

Nach Schluß dieser Untersuchung wurde das Wasser der Riedlquelle zur Zeit besonders hoher Quellergiebigkeit vom 4. August 1925 neuerdings untersucht¹⁾.

Der Befund war (trotz der leichten Trübung, die aus kohlensaurem Eisen und unlöslichen Eisenthonerdesilikaten (Lehm) bestand und wie früher nur durch Aufrührung in den Karstklüften zu erklären ist) ein überaus günstiger:

Salpetersäure	minimale Spur
Salpetrige Säure	—
Ammoniak	—
Chlor	Spuren
Abdampfrückstand	207,0 mg pro Liter
Glühverlust	5,0 " " "
Verbrauch an mg übermangansaurem Kali pro Liter für oxydierbare organische Stoffe .	1,6 mg " "
Kalk	94,4 " " "
Magnesia	10,0 " " "
Eisengehalt in Lösung	0,3 " " "
Deutsche Härtegrade	10·8°

IV. Die Frage der Verwendbarkeit der Quellen für Trinkwasserzwecke mit Rückblick auf die bisherigen Wasserleitungen. Die Baummühlquelle als einzig mögliches Projekt für die Wasserversorgung von Weiz.

Überblicken wir die bisherigen Quellen hinsichtlich ihrer Heranziehung zur Wasserversorgung der Gemeinde Weiz, so wird bald ersichtlich sein, daß die Baummühlquelle die einzige Möglichkeit einer ausgiebigen und guten Wasserversorgung bildet.

Die Gemeindesteinbruch-Quelle ist zu schwach. Die Kalkleitenquelle war die alte Wasserleitung des Marktes²⁾. Diese 1890 gebaute

¹⁾ Analyse der landwirtschaftlichen chemischen Landes-Versuchsstation in Graz vom 8. August 1925.

²⁾ Darüber liegt auch ein Gutachten von Professor Rumpf vom 30. September 1913 vor.

Wasserleitung erwies sich als höchst notwendig, weil die frühere Wasserversorgung von Weiz eine sanitätswidrige war.

Die meisten früheren Brunnen, aus dem Grundwasser des Weizbaches gespeist, hatten Salpetersäure und eine größere Menge Chloride. Die bakteriologische Untersuchung von Professor Klemensiewicz (Graz) ergab im Sommer 1890 eine Keimzahl von 280 bis 312 im Kubikzentimeter!

Die Kalkleitenquelle ist übrigens schwach, ihre Ergiebigkeit schwankt zwischen 8 bis 14 Sekundenliter.

Nach der bakteriologischen Untersuchung durch Professor Klemensiewicz 1890 fanden sich nur 14 bis 25 Keime pro Kubikzentimeter, keine Chloride. Die chemische Untersuchung durch Professor Reibenschuh 1890 wies die Abwesenheit von Chloriden, Sulfaten und Ammoniak und nur Spuren von salpetriger Säure und Salpetersäure nach. 1911 wurden im Wasser 42 bis 55 Keime festgestellt.

Groß ist aber die Gefahr der Verunreinigung, da der Mühlgraben für das Elektrowerk 8 m über der Quelle am Gehänge vorbeiführt und der hier anstehende Silurkalk klüftig ist.

Da die Quelle im Talboden an der Mündung des Naasbachtals in das Weizbachtal liegt, ist eine Infiltration von seiten des Naasbachwassers leicht möglich, was sich tatsächlich schon einigemal ereignete. Der Rotleitenbach (Naasbach) versiegt in trockenen Jahren und fließt unterirdisch weiter.

Oberhalb der Fassung der Quelle bildete sich im Oktober 1911¹⁾ plötzlich ein 2 bis 3 m tiefer Erdfall (nahe Kote 508 der Originalaufnahme); man hörte in der Tiefe das Wasser gurgeln und der Rotleitenbach verschwand damals in diesem Loch. Es bildete sich wahrscheinlich ein Einsturz.

Bachwasser wird also der Quelle tributär, so daß eine starke Verunreinigung eintritt. Nach längerem Regen konnte übrigens auch eine Trübung des Quellwassers beobachtet werden.

Der Zusammenhang des Bachwassers mit der Kalkleitenquelle wurde am 26. Oktober 1911 mittels der Fluoresceinprobe nachgewiesen. Daher haben die Professoren Forchheimer, Kossmat, Müller und Prausnitz 1911 auf die Gefahr aufmerksam gemacht, welche dem Trinkwasser durch Einbrüche von Bachwasser, überhaupt durch ungenügend filtrierte Oberflächenwasser droht und Vorschläge gemacht, eine neue Quelle zu fassen (Boarquelle). Auch Rumpf hat 1913 auf mancherlei Ursachen der Verunreinigung vom benachbarten Steinbruch und Werkskanal hingewiesen.

Die Kalkleitenquelle wurde übrigens unbrauchbar, weil ihre Quellstube zu wenig tief fundiert ist und daher die Ergiebigkeit sich verringerte.

Neben der Kalkleitenquelle stand schon 1890 und besonders 1911 die Boarquelle im Vorschlag für eine Wasserleitung von Weiz. Die Quelle ist, wie wir sahen, eine Felsquelle, ausgezeichnet durch eine sehr geringe jährliche Temperaturschwankung. Die Temperatur ist ganz unabhängig von der des Weizbaches mit seiner sehr großen Temperaturamplitude. Die Beschaffenheit des Wassers ist eine sehr gute.

Die bakteriologische Untersuchung von Prof. Klemensiewicz 1890 wies im Minimum 5,2, im Maximum 20 Keime pro Kubikzentimeter nach, also weniger als bei der Kaltleitenquelle (Beobachtungen 1890). Die organische Substanz ist nach der Analyse sehr gering.

1) Ähnliches geschah auch 1910 und 1913.

Bei den Aufdeckungsarbeiten der Boarquelle im Jahre 1913 haben die Professoren Hilber und Prausnitz (Gutachten vom 7. November 1913) festgestellt, daß neben dem Zufluß aus dem Berg (eigentliche Boarquelle) noch starke Zuflüsse aus dem Schotter des Talbodens erfolgten, welche Bergwasser, aber auch Bachwasser sein könnten.

Eine präzise Entscheidung konnte damals nicht getroffen werden. (Die Trockenrückstandsbestimmung des Quellwassers ergab 208 mg, so daß eine Beeinflussung der Quelle durch den Bach damals wahrscheinlich gemacht wurde.)

Die folgenden Temperaturmessungen des Bezirksarztes Königsbrunn (Gutachten von Prof. Prausnitz vom 15. April 1914) lehrten, daß oberhalb der eigentlichen, eine sehr geringe Schwankung der Temperatur aufweisenden Boarquelle in der Grabung an der Straße tatsächlich Zusickerungen erfolgten, welche wahrscheinlich von Bachwasser oder im besten Falle von oberflächlichen, von der äußeren Lufttemperatur stark abhängigen Quellen herrührten. Der vorgeschlagene Färbungsversuch mit Fluorescein zwischen dem Bach und der Quelle, der die Entscheidung zwischen den beiden Möglichkeiten geben sollte, verlief negativ.

Die Bedenken hinsichtlich der Benutzung der Boarquelle wurden durch die Ergebnisse des Nivellements der Quelle und des Baches gesteigert (Aufnahme von Ing. Röhrer November 1913).

Gemessen im Querprofil 60 m (an der Straße nach Weiz) von der Brücke (über den Weizbach unterhalb der Macksäge)¹⁾ liegt der Abfluß der Boarquelle 0·87 m tiefer als der Weizbachspiegel (bzw. 0·69 m tiefer als die Weizbachsohle), so daß immerhin bei Hochwasser Weizbachwasser unter der Straße, bzw. im Talschotter in die Boarquelle eindringen könnte. Auch 40 m unterhalb dieses Profils liegt der Abfluß der Boarquelle noch um 0·31 m tiefer als der Spiegel des Weizbaches (bzw. die Sohle des Abflusses um 0·38 m tiefer als die Sohle des Baches).

Es mußte daher wegen des möglichen Eintrittes von Bachwasser in die tiefere Boarquelle trotz der sonst vorzüglichen Beschaffenheit dieser Quelle von der Heranziehung für Trinkwasserzwecke Abstand genommen werden und Hilber und Prausnitz empfahlen schon damals, an eine andere Wasserversorgungsmöglichkeit zu denken.

Da die Fladererquelle, wie erwähnt, zu warm ist, so bleibt daher die Baumühlquelle die einzig mögliche Quelle für die Wasserversorgung von Weiz und mit Recht wurden daher 1914 die ersten Aufdeckungsarbeiten hier gemacht, die allerdings infolge des Krieges unterbrochen werden mußten.

Die vorigen Darlegungen haben gezeigt, daß es sich nun durch Heranziehung dieser Quelle tatsächlich um eine glückliche Lösung des langjährigen Problems der Wasserversorgung des Marktes handelt. Es ist auch die billigste Lösung, da Tiefbohrungen, um bei Weiz hinreichend artesisches Wasser zu erschöpfen, wenn schon nicht so unsicher, doch viel kostspieliger sein würden. Die eine sehr geringe jährliche Temperaturschwankung aufweisende reiche Tiefquelle, der Abfluß eines weitverzweigten Karstgrundwassers der nordwestlichen Berge, ist durch glückliche technische Maßnahmen gefaßt und zum Überdruck gestaut, so daß ihr Wasser nicht mit dem Weizbach sich mengen kann.

¹⁾ Dieses Profil ist noch oberhalb der Mündung des Mühlgrabens in den Weizbach.

Anhang.

1. Temperaturmessungen (° C) ¹⁾ an der Baummühl- quelle und am Weizbach.

Monat	Tag	Uhr	Quellteich	Quellabfluß	Mühlgang oberhalb der Quelle	Wiesnlöcher jenseits des Baches			Weizbach (nahe der Baummühlquelle)	Lufttemperatur
						mittleres	östliches	westl., nahe beim Bach		
1911										
Nov.	28	vorm.	9·6	—	—	—	—	—	6·2	+ 5·5
1924										
März	10	9	9·7	—	—	—	—	—	—	- 7·0
April	7	nachm.	9·3	—	5·2	—	—	—	5·2	+ 9
"	13	15	9·3	—	6·7	9·3	8·7	5·4	6·6	+ 6·3
"	20	15 ⁵⁰	9·3	—	9·2	10·8	11·1	6·3	9·2	12·9
"	22	16	9·3	—	—	10	10	7·2	10·3	15·4
Mai	4	15	9·3	—	—	11·2	11·9	7	9·7	11·5
"	15	11	9·4	—	13	11·4	11·2	8·4	11·9	21·7
"	16	11	9·45	9·04	12·08	11·07	12·04	9·03	13	22·07
"	17	14	9·4	9·14	12·5	11·7	12·5	9·3	10	17
"	19	14	9·4	9·5	16·3	11·9	13·6	9·06	15·9	24·3
"	20	10	9·5	9·3	12·6	12·4	13·2	9·2	12·6	25
"	21	11	9·5	9·4	13·3	12·6	14·2	9·3	13·9	24
"	22	11	9·5	9·4	12·5	12·6	13·9	9·4	12·5	18·5
"	23	11	9·5	9·4	13·5	12·8	14·2	9·9	13·7	23·5
"	24	11	9·5	9·4	11·5	13·8	14·2	9·6	14·2	15·8
"	26	11	9·5	9·5	11·9	13·6	14·4	11·9	13·5	16·9
"	27	11	9·5	9·5	12·4	13·9	14·2	9·5	14·2	19·5
"	28	11	9·5	9·4	11·4	13·8	14·4	9·6	12·3	21·4
"	29	11	9·4	9·3	13·5	13·9	14·2	9·8	13·5	20·5
"	30	11	9·5	9·4	13·3	13·9	14·2	10	13·3	21·5
"	31	11	9·5	9·4	14·5	13·9	14·4	9·9	14·5	19·9
Juni	2	11	9·5	9·5	13·5	13·7	13·9	10·2	13·9	20·5
"	3	11	9·5	9·4	11·9	12·5	13·9	9·9	13·5	19·9
"	4	11	9·5	9·5	11·7	—	—	10·9	13·9	21
"	5	11	—	9·4	12·9	wasserfrei, weil Quelle abgesenkt	wasserfrei, weil Quelle abgesenkt	10·5	14·3	20·5
"	6	11	—	9·4	12·5	—	—	10·9	13·5	19·9
"	10	11	9·9	9·4	14·5	—	—	11·9	14·5	21
"	11	11	9·9	9·4	14·5	—	—	11·9	14·5	21

¹⁾ Messungen von Ingenieur Thien und Betriebsleiter Hackenberg (Forchheimer 1911).

Maxima durch Fettdruck, Minima durch Kursivdruck hervorgehoben.

Monat	Tag	Uhr	Quellteich	Quellabfluß	Mühlgang oberhalb der Quelle	Wiesnlöcher jenseits des Baches			Weizbach (nahe der Baumhühlsquelle)	Lufttemperatur
						mittleres	östliches	wesil., nahe beim Bach		
Juni	12	11	9.9	9.5	12.7			11.3	11.7	21.5
	13	15	10.5	9.4	12.9			11.4	11.9	20
	14	11	9.7	9.5	12			11.7	11.9	21.7
	16	11	9.6	9.5	10.4			10.3	10.4	18.8
	17	11	9.5	9.5	11.9			10.7	11.9	20
	18	11	9.5	9.5	12.9			11.9	12.9	20.5
	19	11	9.5	9.5	11.4			10.9	11.7	19.8
	20	11	9.5	9.4	12.5			11.8	12.5	21.3
	21	11	9.6	9.4	15.5			12.5	15.5	21.9
	23	11	9.6	9.4	14.9			13.9	14.9	19.8
	24	11	9.6	9.5	13.5			13.4	13.9	20
	25	11	9.6	9.5	14.7			13.4	14.9	21
	26	11	9.6	9.5	12.8			12.5	13.3	18
	29	16	9.9	9.6	15	9.6	9.6	9.6	15	21.2
30	14	—	—	17	9.4	9.6	13.1	17	19.7	
Juli	1	11	9.6	9.4	15.2			19	15.9	21.3
	2	11	9.6	9.4	16.3			17	16.3	20.7
	3	11	9.7	9.4	15.8			16	15.8	21.8
	4	9	9.9	9.5	12.7			13.5	13	20.6
	5	11	9.9	9.4	12.9			14.6	13	18.5
	7	11	9.7	9.4	12			13.9	12	20.5
	8	11	9.9	9.5	12			14.6	13.9	18.9
	9	11	9.9	9.5	12.7			13.5	13	20.6
	10	11	9.6	9.5	13.9			13.9	13.7	19.9
	11	11	9.6	9.4	13.7			13.9	13.7	20.5
	12	11	9.6	9.4	12.9			13	12.7	18.7
	14	11	9.6	9.5	12.5			12.9	12.5	20
	15	11	9.9	9.6	16.9			16.5	16.9	22
	16	11	9.9	9.6	16.7			16.6	16.7	21
	17	11	9.9	9.6	13.8			13.9	13.8	20.7
	18	11	9.9	9.5	12.7			13	12.7	19.8
	19	11	9.8	9.5	14.8			14.9	14.6	20.5
	21	11	10.5	9.5	17			15.6	17	20.4
	22	11	10.5	9.5	14			14	14	19
23	11	10.8	9.5	15			16	15	20	
24	11	10.9	9.5	14.3			15	14.3	19.7	
25	11	10	9.5	13			13.5	13	18.2	
26	11	9.9	9.6	14			14.3	14	19	
28	11	9.7	9.5	12.5			12.9	12.5	17	
29	11	9.7	9.5	13.3			13.7	13.3	18	
30	11	10.2	9.6	12.5			12.7	12.7	19.5	
31	11	(12.6)	9.5	13.7			12.9	14	21	
August	9	12	—	9.5	12			13	13	19
	12	11	—	9.6	12.5			12.7	12.7	18
	16	13	—	9.6	13.7			13.8	13.8	19
	18	10	—	9.5	15.9			kein Wasser	16.9	25.6
	20	12	—	9.5	11.7			kein Wasser	11.9	14
	22	12	—	9.6	11.7			kein Wasser	11.9	14
24	12	—	—	9.6	12.7			13	16.1	

Monat	Tag	Uhr	Quellteich	Quellabfluß	Mühlgang oberhalb der Quelle	Wiesenlöcher jenseits des Baches			Weizbach (nahe der Baumhühlquelle)	Lufttemperatur
						mittleres	östliches	westl., nahe beim Bach		
August	27	14	—	9·5	12·7				13	16·9
"	29	14	—	9·5	12·8				13·9	17
"	31	14	—	9·5	13·8				14·9	20
Sept.	1	13	—	9·5	13·6				14	19
"	3	13	—	9·5	11·9				12	14·1
"	5	14	—	9·5	12				12	13·5
"	7	11	—	9·5	11·3				11·4	15·6
"	10	11	—	9·5	10·1				10·5	13
"	12	12	—	9·5	11·5				11·7	13
"	13	11	—	9·5	12·2				12·5	14·6
"	17	11	—	9·5	11·8				12	13·9
"	20	11	—	9·5	12·5				12·8	16
"	22	11	—	9·5	12·8				12·9	16·6
"	25	11	—	9·5	14·8				15	18·2
"	28	11	—	9·5	14·2				14·3	16
Oktob.	1	11	—	9·5	10	kein Wasser in den Löchern	kein Wasser in den Löchern	kein Wasser in den Löchern	10·9	10
"	4	11	—	9·5	11	kein Wasser in den Löchern	kein Wasser in den Löchern	kein Wasser in den Löchern	11·1	12
"	7	11	—	9·5	12				12·1	12·3
"	10	11	—	9·5	10·5				10·5	11
"	14	11	—	9·5	10·3				10·4	10·5
"	17	11	—	9·5	10				10·3	9·5
"	22	11	—	9·5	11·4				12	12·7
"	27	11	9·6	—	10				10	10·3
Nov.	3	11	9·6	—	10				10·2	5
"	10	11	9·6	—	10·2				10·2	3·5
"	17	11	9·6	—	10				10	0·0
"	22	11	9·6	—	3·5				4·9	0·2
"	25	11	9·6	—	3·7				5	3
"	28	11	9·6	—	4				4	3
Dez.	2	11	9·9	—	3·5				4·9	2
"	6	11	9·9	—	3·8				4·9	2·5
"	9	11	9·9	—	3·5				4·9	1
"	12	11	9·9	—	3·5	9·7	6	5	5	4
"	16	11	9·9	—	2·5	9·5	7·3	6	5	3
"	18	11	9·9	—	2·7	9·6	6·2	5·3	5·4	2
"	20	14	9·8	—	0·8	9·8	5·5	5·5	0·8	4
"	21	9	9·9	—	0·8	9·8	5·5	5·5	0·8	5
1925										
Jänner	7	13	9·7	—	3				1·2	4
"	15	11	9·8	—	1				1	2
"	17	15	9·9	—	1·55	Löcher verstopft	Löcher verstopft		1·55	2·9
"	21	14	9·8	—	2·55				1·7	6
Februar	27	7	9·8	—	1·7				1·3	2
März	5	17	9·8	9·9	5·3	kein Wasser in den Löchern	kein Wasser in den Löchern	kein Wasser in den Löchern	4·8	0·7
"	11	9	9·8	9·8	5·5				2·4	3·5
"	14	15	9·8	9·7	1·5				2·4	2·9
"	18	9	9·8	9·7	1·4				1·6	2
"	21	14	9·8	9·7	—				5·5	4·9

Monat	Tag	Uhr	Quellteich	Quellabfluß	Mühlgang oberhalb der Quelle	Wiesenlöcher jenseits des Baches			Weizbach (nahe der Baumröhrlquelle)	Lufttemperatur
						mittleres	östliches	westl., nahe beim Bach		
März	30	17	9.8	9.7	—				6.5	+ 8
April	6	8	9.9	9.7	—				5.1	+ 5.8
"	10	8	9.8	9.7	—				4.5	8
"	18	8	9.8	9.7	—				7.4	6.5
"	23	11	9.7	9.7	9.9	kein Wasser	kein Wasser		8.4	7.9
"	27	9	9.7	9.7	8.9	in den Löchern	in den Löchern		8.4	6.8
Mai	6	14	9.7	9.7	8.9				8.4	14.3
"	18	8	9.7	9.8	7.9				8.0	13.9
"	26	19	9.7	9.7	13.5				13.2	14.9
Juni	3	8	9.7	9.7	11.9				11.5	17.6
Aug.	3	11	9.35	9.35	11	9.4	9.4		11.0	17.0
"	5	13	9.1	9.1	13.7	9.2	9.9		—	—
"	7	18	9.2	9.2	17.5	—	—		17.5	24.5
Sept.	3	10	9.5	9.5	10.3	—	—	kein Wasser in den Löchern	10.3	11.5
"	26	14	9.9	—	12.0	(14.0)	(14.5)		11.0	15.0

2. Temperaturmessungen (° C) an anderen Quellen. 1)

Monat	Tag	Uhr	Quelle beim Ge- meindesteinstrich	Kalkleitenquelle ²⁾	Fladererquelle	Boarquelle		Mühlgraben b. der westl. Boarquelle	Weizbach bei der Boarquelle	Lufttemperatur
						östliche	westliche			
1890										
Juli	25	?		ca 10		ca 9				—
1911										
Nov.	28	Vorm.			12·2	8·6			5·85	—
Dez.	2	Vorm.			12·2					—
1914										
						8·8	8·8		1	+ 1 ³⁾
						8·8	8·8		0	— 4
						8·8	8·8		0	— 3
						8·8	8·8		0	— 0·5
						8·8	8·8		0	— 1
						8·8	8·8		4·2	— 2
						8·8	8·8		4·4	— 5
						9·2	9·1		8·4	— 18
1924										
April	13	15		8·5	12·3					
Dez.	9	Vorm.	9·25	9·5	12·4	8·8			5·0	
"	10	14				8·8	8·8	6·4		
"	20	14		8·7						
1925										
Sept.	26	15	—	10·2	12·0	9·2	9·1	—	11·8	14·0

1) Messungen von Prof. Klemensiewicz, Forchheimer, Prausnitz, Dr. Königsbraun, Ing. Thien und Götzingen.

2) Datum der Messungen nicht angegeben, wahrscheinlich Winter 1914 (bis Anfang April).

3) Im Ausflußrohr gemessen.

Inhalt.

Seite

I. Die geologischen Grundlagen der Quellbildung in der Umgebung von Weiz	301—303
II. Die Quellen des Gebietes, ihre Entstehung, ihr Temperaturgang und Einzugsgebiet. (Kalkleitenquelle, Fladererquelle, Boarquelle und andere Quellen)	303—304
III. Die Baummühlquelle	304—322
1. Beobachtungen über die geologische Position der Baummühlquelle.	
2. Die Temperaturverhältnisse der Baummühlquelle und Vergleich mit anderen Quelltemperaturen.	
3. Hydrologische Verhältnisse und Wurzelgebiet der Baummühlquelle.	
4. Das Verhältnis der Baummühlquelle zum Weizbach.	
5. Die Qualität des Wassers der Baummühlquelle und Vergleich mit anderen Quellen.	
IV. Die Frage der Verwendbarkeit der Quellen für Trinkwasserzwecke mit Rückblick auf die bisherigen Wasserleitungen. Die Baummühlquelle als einzig mögliches Projekt für die Wasserversorgung von Weiz	322—324

Geologische Untersuchung der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel.

Mitteilung aus dem Institut für Geognosie an der Hochschule für Bodenkultur in Wien.

Von **L. Kölbl**

und einem technisch-geologischen Beitrag von **Ing. G. Beurle**.

(Mit einem Stollenprofil und 5 Textfiguren.)

I. Einleitung.

Das oberösterreichische Mühlviertel bildet einen Teil des südwestlichen Abfalles der Böhmisches Masse. Sowohl im geologischen Bau als auch im Landschaftsbilde kommt die Zugehörigkeit zu dieser größeren Einheit deutlich zum Ausdruck.

Morphologisch bildet das an landschaftlichen Schönheiten reiche Gebiet ein Hochplateau. Auf der Höhe desselben reicht der Blick gegen N über flachgewelltes Land, über freundliche Dörfer und dunkle Waldpartien bis zu den in der Ferne verschwindenden Ausläufern des Böhmerwaldes. Plötzlich und unerwartet öffnen sich zu Füßen des Wanderers die engen Täler, so im S das der Donau, die in einem tief eingeschnittenen Tal von der westlichen Landesgrenze Oberösterreichs an ihren Weg mitten durch das Grundgebirge der Böhmisches Masse nimmt.

Über den steilen, etwa 200 m hohen Hang führt der Pfad in die Tiefe, wo an den Ufern des Flusses kaum Platz bleibt für eine schmale, schlechte Straße oder einen dürftigen Fußsteig. Nur an wenigen Punkten konnten kleinere Ansiedlungen Platz finden.

Auf ihrem engen Wege durch das Plateau empfängt die Donau drei Zuflüsse von N: die Große und die Kleine Mühl und die Ranna. Alle drei fließen gleich dem Hauptstrome in einem engen, tief eingeschnittenen Tale dahin.

Diesem recht entlegenen und erst in neuester Zeit durch die Errichtung mehrerer Autolinien leichter zugänglichen Teile Österreichs hat sich nun in den letzten Jahren das Interesse weiterer Kreise zugewandt.

Man ging daran, die Wasserkräfte dieses Gebietes auszubauen und so entstanden an der Großen Mühl das „Mühlkraftwerk Partenstein“ und in der Kramesau, südlich von Engelhartzell, das „Rannawerk“. Bei beiden Wasserkraftwerken wurden längere Stollenbauten durchgeführt, die für den Geologen wertvolle vorübergehende Aufschlüsse darstellten.

Herr Oberbergrat Dr. W. Hammer, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, und Herr Oberbergrat Dr. O. Ampferer regten nun eine Untersuchung dieser Stollenprofile an, deren Durchführung mir übertragen wurde, während die O. W. E. A. G. (Oberösterreichische

Wasserkraft und Elektrizitäts A. G.) einerseits und die Firma Stern und Hafferl (Rannawerk) anderseits in großzügiger Weise für die Kosten der Untersuchung aufkamen.

Es ist mir nur eine angenehme Pflicht, allen jenen, die zu dem Gelingen der Arbeit beitrugen, zu danken. Insbesondere fühle ich mich Herrn Direktor Hammer, Herrn Oberbergrat Ampferer, Herrn Direktor Schachermeyr (O. W. E. A. G.), der Firma Stern und Hafferl sowie Herrn Ing. G. Beurle zu Dank verpflichtet. Ferner danke ich allen Herren der verschiedenen Bauleitungen und Bauunternehmungen, die mich teils bei den Untersuchungen im Stollen, teils durch Überlassung von Gesteinsmaterial, Skizzen und Plänen stets in eifrigster Weise unterstützt haben.

II. Geologisch-petrographische Skizze der Stollengebiete.

Sowohl die Stollenbauten des Mühlkraftwerkes als auch die Stollen des Rannakraftwerkes liegen zur Gänze im südlichen Teil des „Böhmischen Granitstockes“, der den größten Teil des nördlich der Donau gelegenen Gebietes von Oberösterreich bildet. Dieses Granitgebiet, das allerdings keine einheitliche Zusammensetzung zeigt, reicht einerseits in westlicher Richtung bis nach Deutschland, anderseits gegen O bis in die Gegend von Sarmingstein in Niederösterreich.

Es war daher bezüglich der Stollenprofile von vorn herein eine gewisse Einförmigkeit zu erwarten; die durch die Beobachtungen auch bestätigt wurde. Immerhin ergaben sich aber auch durch die räumlich begrenzte Untersuchung der Stollen eine Reihe von Ergebnissen; die, wie im folgenden gezeigt wird, für das geologische Bild des südwestlichen Teiles des Böhmischen Granitstockes regionale Bedeutung beanspruchen dürfen.

Aufbau und Zusammensetzung des oberösterreichischen Granitgebietes bilden einen Fragenkomplex, der zu den ungeklärtesten österreichischer Geologie überhaupt gehört. Dies wird verständlich, wenn wir uns vor Augen halten, daß seit den ersten Untersuchungen in diesem Teil der Böhmischen Masse (siehe Lit.-Verz.) neuere Arbeiten fast vollständig fehlen.

Allerdings wurden beim Bau der Wasserkraftwerke eine Anzahl geologischer Untersuchungen durchgeführt, über welche mir Herr Oberbergrat Ampferer, speziell in bezug auf das Partensteinwerk, in liebenswürdiger Weise folgendes mitteilte: Eine mineralogische Untersuchung der Granite wurde von Hlawatsch durchgeführt. Ampferer nahm gemeinsam mit den Ingenieuren Vaage und Beurle die genaue Abgrenzung des Plöckinger Granites vor und entwarf eine geologische Karte; gemeinsam mit Ing. Wurmböck begutachtete er die Sperrstelle und das bereits abgedeckte Fundament, gemeinsam mit Professor V. Pollack untersuchte er dann die Überprofile der Stollen. Herr Direktor Hammer führte gemeinsam mit dem Oberstaatsbahnrat Professor Ing. Köck eine Untersuchung der Granite und Ganggesteine durch. Wenn im folgenden jedoch auf diese verschiedenen Gutachten nicht näher

eingegangen wird, so hat dies seinen Grund darin, daß mir der Inhalt dieser Gutachten nicht bekannt wurde.

Spezielle Arbeiten aber, die die systematische Untersuchung eines größeren Teiles des Granitgebietes sich als Aufgabe stellten, liegen aus neuerer Zeit keine vor. Denn auch ein Exkursionsbericht aus dem Jahre 1913 von A. Till (7) konnte in der geologischen Erforschung dieses Gebietes weder eine geologische noch wegen der ungenauen petrographischen Angaben eine petrographische Klärung herbeiführen.

Auf den älteren geologischen Karten des in Rede stehenden Gebietes finden wir als anstehend teils Granit, teils Gneis verzeichnet. Wie mir aber verschiedene Exkursionen gezeigt haben, wurden diese Begriffe von den einzelnen Geologen nicht in gleicher Weise gebraucht, so daß viele Gebiete, wie z. B. südlich der Donau, die als Gneis ausgeschieden wurden, noch zu dem Granitmassiv zu rechnen sind.

Die Erklärung für diese Begriffsverwirrung ist darin zu erblicken, daß die Granite späteren tektonischen Umformungen unterworfen waren, wobei sie in einzelnen Zonen starke Pressungen bis Zertrümmerungen mitmachen mußten. Die Zusammengehörigkeit all der verschiedenen „Gneise“ und „Granite“ zu einem geologischen Körper wird aber durch die Art des Auftretens, die vorhandenen Übergänge u. ä. erwiesen, so daß auch eine von Cloos (1) neuerdings geäußerte Meinung, es stünden längs der Donau bis Linz Gneise und Granite an, als den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechend zurückgewiesen werden muß.

Herrschte derart eine ziemliche Unsicherheit in der Zuteilung der Gesteine zu den Graniten oder Gneisen, so finden wir den gleichen Zustand bei der Unterscheidung der verschiedenen Abarten, die in dem großen Gesteinskörper zu unterscheiden sind.

Besonders Commenda und Graber haben versucht, in die Mannigfaltigkeit, wie sie durch die natürlichen Verhältnisse gehoten wird, eine gewisse Gliederung zu bringen.

So unterschied Commenda einen A-Granit von einem B-Granit, wobei der B-Granit ein mehr feinkörniger Typus war, während unter dem A-Granit die verschiedensten Strukturtypen zusammengefaßt wurden. Die stark geschieferten Teile des A-Granites wurden zum Teil als Gneise bezeichnet.

Graber versuchte durch konsequente Anwendung des Begriffes Gneis nur auf Paragesteine eine übersichtliche Darstellung. Beim A-Granit unterschied er einen Kerngranitit, einen Randporphyr, Randgranitit, Randflasergranitit usw., wobei die geschieferten Partien als Flasergranite bezeichnet wurden. Till hat dann in seinem erwähnten Berichte einzelne dieser Typen als Porphyrganitit, Augengneis, Dioritgneis usw. bezeichnet.

Es ist nun nicht möglich, im Rahmen der vorliegenden Untersuchung weiter auf die verschiedentlichen Unterscheidungen einzugehen. Wohl aber soll darauf hingewiesen werden, daß erst eine geologische Neuaufnahme des ganzen Granitgebietes in der Lage sein wird, die Beziehungen der einzelnen Gesteinsarten zueinander und zu dem ganzen geologischen Körper in befriedigender Weise zu klären.

Aus diesem Grunde werden daher im folgenden nur die von den Stollenbauten selbst angeschnittenen Gesteine kurz beschrieben und die Art ihres geologischen Auftretens gekennzeichnet.

A. Die Aufschlüsse des Druckstollens Partenstein.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt wurde, hat das Partensteinwerk die Aufgabe, die Wasserkräfte der Großen Mühl zu verwerten.

Bei der Durchführung dieser Wasserkraftanlagen wurde ein über $5\frac{1}{2}$ km langer Druckstollen erbaut, der einen vorzüglichen Einblick in den inneren Bau des Gebietes von Neufelden bis Partenstein ermöglichte. Beobachtungen und Wanderungen in der näheren und auch weiteren Umgebung dieses Druckstollens vervollständigten und bestätigten das durch das Studium der Aufschlüsse unter Tag gewonnene geologische Bild.

Die allgemeine Lage des Stollens wird aus der Kartenskizze in Fig. 1 ersichtlich.

Der Stollen beginnt im NW von Neufelden und durchbricht zunächst in südlicher Richtung den Bergrücken, auf welchem die Ortschaft Neufelden liegt. Die Überlagerung beträgt in diesem Abschnitte bis zu 80 m. Nach Querung des Mühltales in einem Aquädukt durchfährt der Stollen jenseits der Mühl das Plateau, auf welchem die Ortschaft Klein Zell liegt, in allgemein nordsüdlicher Richtung bis zu seinem Ende oberhalb der Ortschaft Partenstein. Die Überlagerung im Abschnitt unter Klein Zell beträgt zirka 140 m.

Zwei Fensterstollen, Fenster I und II, und ein Schacht ermöglichten die Inangriffnahme der Arbeiten von verschiedenen Seiten und führten zu einer Gliederung des Gesamtstollens in einzelne Teilstücke, deren Bezeichnung Stollen 1, 2 usw. im S beginnt.

1. Die Gesteine.

Die petrographische Untersuchung der Gesteine des Druckstollens Partenstein zeigte, daß sich zwei Haupttypen der dort auftretenden Granite unterscheiden lassen.

Einmal ein meist grobporphyrisch entwickelter Granit, zum Teil Gneisgranit, in ziemlich wechselnder Ausbildung und dann ein jüngerer, vorwiegend gleichmäßig körnig ausgebildeter Granit, der bei der Ortschaft Plöcking in großen Steinbrüchen gewonnen wird und welcher, dem Gebrauch beim Stollenbau folgend, als „Plöckinger Granit“ bezeichnet werden soll. In beiden Gesteinskörpern sind ferner saure und basische Ganggesteine angetroffen worden.

Der grobporphyrische Granit, beziehungsweise Gneisgranit wird vornehmlich im nördlichen Abschnitt des Stollendurchbruches angefahren.

Die Umgehung des Staubeckens, der Untergrund des Wehres, der Rücken von Neufelden, das Mühlthal bei dem Aquädukt, der Fensterstollen I und der Stollen 6 bis etwa 900 m südlich des Schnittpunktes Fensterstollen I — Stollenachse bestehen aus den verschiedenen Ausbildungen des grobporphyrischen Granites. Aber seine Verbreitung ist noch größer. Die steilen Gehänge gegen das Mühlthal zu zeigen dieses Gestein schon in einer Entfernung von etwa 500 m, von der Stollenachse wieder anstehend und dem Tal der Großen Mühl folgend können wir es bis zu dem südlichen Ende des Druckstollens verfolgen. Etwa die letzten 300 m des Druckstollens werden wieder aus dem grob-

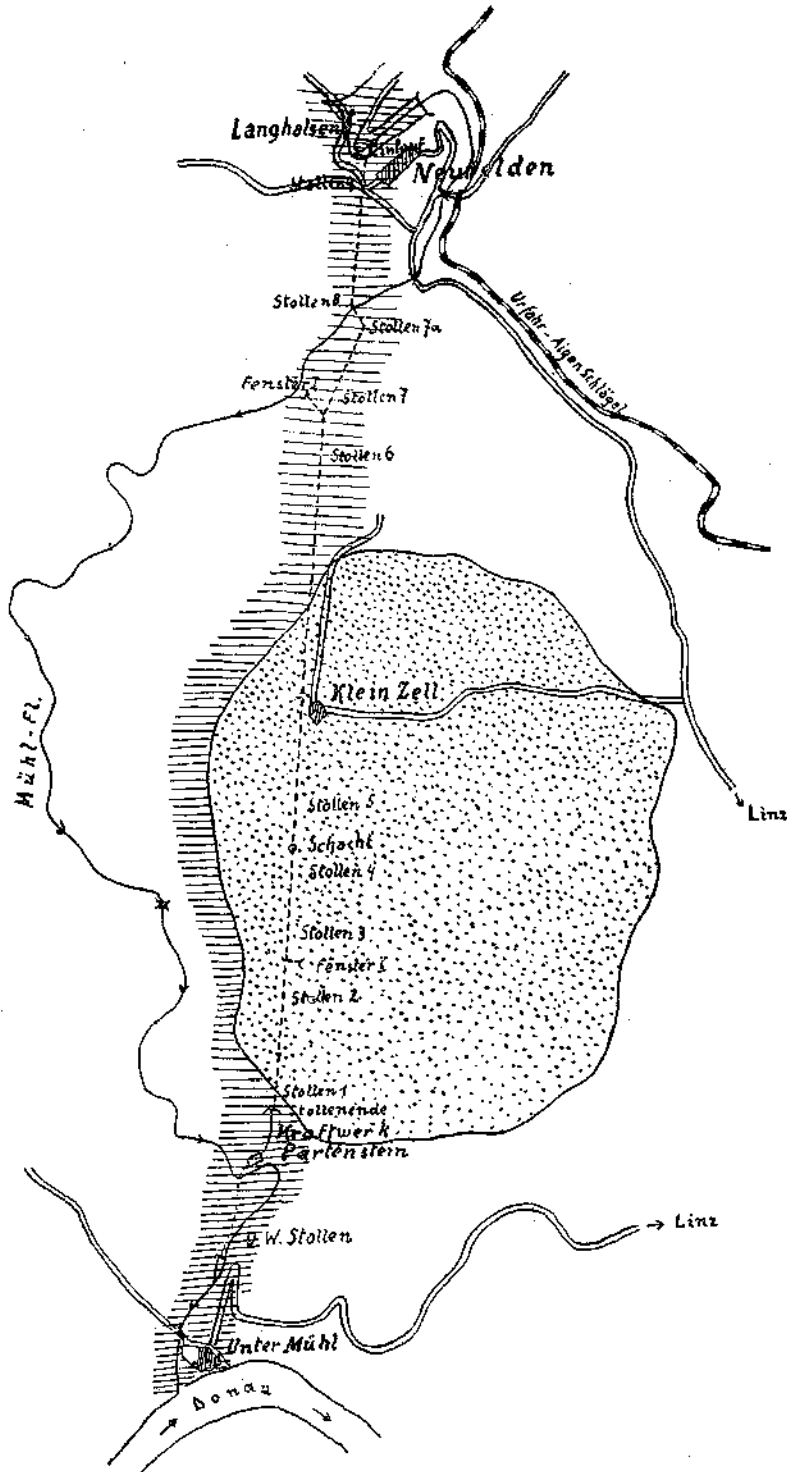


Fig. 1. Geologische Kartenskizze des Druckstollens Partenstein. Schraffiert: Grobporphyrischer Granit, Gneisgranit, in wechselnder Ausbildung. Punktiert: Pflöckinger Granit.

porphyrischen Granit gebildet. Vom Stollenende bis zur Donau ist dieses Gestein gleichfalls anstehend anzutreffen.

Der porphyrtig ausgebildete Granit, wie er etwa im Stollen unter Neufelden, bei der Mühlkreuzung, beim Fenster I, in besonders schöner Ausbildung anzutreffen ist, zeigt Feldspateinsprenglinge, die eine Größe bis zu 6 cm erreichen können.

Diese Feldspateinsprenglinge sind rötlich bis weiß gefärbte Orthoklase und lassen schon mit freiem Auge die Verzwilligung nach dem Karlsbader Zwillingsgesetz gut erkennen.

Was nun zunächst die Färbung dieser Einsprenglinge betrifft, so scheint ihr Auftreten in gewisser Beziehung zum Chemismus des Gesteines zu stehen. Es konnte beobachtet werden, daß die stärker rötlich gefärbten Kalifeldspate vornehmlich in jenen Abarten des Granites auftreten, in welchen der Quarzgehalt zurücktritt und die dunklen Gemengteile, Biotit, beziehungsweise auch Hornblende, zunehmen, die sich also petrographisch den Syeniten nähern. In jenen Varietäten des Granites aber, in welchen Quarz reichlicher vorhanden ist und auch in jenen, in denen die Einsprenglinge sowohl an Zahl als auch an Größe abnehmen, sind durchwegs rein weiß gefärbte Orthoklase anzutreffen.

Neben diesen großen Einsprenglingen von Kalifeldspat lassen sich mit freiem Auge in den grobkörnigen Typen noch Quarz, Biotit und in den basischeren Abarten auch Hornblende erkennen.

Das Verhältnis der einzelnen Gemengteile zueinander kann nun sehr starken Schwankungen unterliegen. Es gibt Stellen, an welchen das Gestein fast nur aus großen Feldspatkristallen besteht und andere, in denen der Feldspat so stark zurücktritt, daß Biotit herrschend wird. Zahlreiche Übergänge vermitteln zwischen beiden und rufen im großen das Bild schlieriger Differentiationen hervor.

Sehr schön konnten diese Erscheinungen in dem Stollenstück beobachtet werden, welches den Rücken von Neufelden durchfährt. Auch im Mühlthal selbst sind an mehreren Stellen derartige Differentiationen sehr gut aufgeschlossen.

Nicht immer sind die großen Einsprenglinge regellos im Gestein verteilt. In manchen Fällen läßt sich eine Andeutung einer Parallelstellung der c-Achsen erkennen, die dann so angeordnet sind, daß sie allgemein gegen NO fallen. Doch ist diese Anordnung nur an einzelnen Stellen deutlicher erkennbar; Abweichungen hievon und vollkommen unregelmäßige Anordnung der Einsprenglinge sind ebenso häufig anzutreffen.

Erwähnt mag noch die Beobachtung werden, daß die Einsprenglinge gelegentlich Zerbrechungserscheinungen zeigen. Meist sind dann die einzelnen Bruchstücke etwas aneinander verschoben, die Sprünge selbst mit Pyrit, der auch sonst häufig auftritt, verheilt.

Mit diesen schlierig ausgebildeten Partien des grobporphyrischen Granites durch Übergänge verknüpft kommen dann Abarten vor, die eine mehr gleichmäßig körnige Beschaffenheit besitzen.

Wohl treten auch in diesen Typen die Einsprenglinge von Kalifeldspat auf, aber sie sind bedeutend kleiner und in weit größeren

Zwischenräumen im Gestein verteilt. Ihre Färbung ist hier durchwegs weiß, Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetz häufig. Eine regelmäßige, irgendwie gerichtete Anordnung ließ sich in keinem Falle feststellen.

Die mikroskopische Untersuchung derartiger Typen zeigte, daß sich an ihrer Zusammensetzung außerdem noch Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Quarz, Apatit, Zirkon und oft auch Titanit beteiligen. Häufig ist auch Pyrit anzutreffen. Seine unregelmäßige Verteilung im Granit, sein vornehmliches Auftreten an Klüften und Sprüngen, seine Häufung in den Ganggesteinen lassen die Vermutung auftauchen, daß die Imprägnierung des Granites mit Pyrit in dem schon verfestigten Gestein gleichzeitig mit dem Eindringen der Ganggesteine erfolgt ist.

Der Mikroklin zeigte durchwegs deutlich erkennbare Zwillinggitterung und erwies sich in unregelmäßig begrenzten Körnern im Gestein verteilt. Seine Menge ist übrigens nicht sehr bedeutend.

Der Plagioklas hingegen ist oft in ziemlicher Menge im Gestein vorhanden, so daß beim Zurücktreten des Kalifeldspates Übergänge zu Dioriten nachgewiesen werden konnten.

Meist sind die Plagioklase tafelförmig nach M entwickelt und lassen in der Mehrzahl der Fälle die kristallographische Begrenzung gut erkennen. Zwillingbildung nach dem Albit und Periklingesetz ist allgemein verbreitet; solche nach Albit und Karlsbader Gesetz jedoch auffallend selten. Zonenbau mit nach außen zunehmender Azidität und gelegentlichen Rekurrenzen kommt häufig vor. Die Untersuchung der Zusammensetzung der Plagioklase ergab in einem Schnitte senkrecht zu a im Kern eine Auslöschungsschiefe von $+9-10^\circ$, in der Hülle eine solche von $-8-9^\circ$, entsprechend einer Zusammensetzung von 26% An im Kern und 13% An in der Hülle. Ein Schnitt senkrecht γ gab in einem anderen Schlitze eine Auslöschungsschiefe von $+6^\circ$, entsprechend einem Anorthitgehalt von 20% . In Übereinstimmung damit erwies sich bei einem Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz in Kreuzstellung $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' > \omega$. Die in dem Granit auftretenden Plagioklase sind demnach Oligoklase, basische Oligoklase im Kern, Oligoklasalbit in der Hülle bei den zonar gebauten Kristallen.

Selten sind jedoch die Plagioklase vollkommen frisch. Fast immer zeigen sich im Kern starke Trübungen, die durch wahrscheinlich kaolinartige Umwandlungsprodukte und kleine neugebildete Schüppchen von Serizit hervorgerufen werden. In den meisten Fällen ist dann der trübe Kern von einer schmalen, klaren Randzone umgeben.

Quarz, der Menge nach schwankend, tritt wie immer in Graniten in unregelmäßig begrenzten Körnern, meist zwickelfüllend auf. Öfter hegen aber auch Quarzkörner in größeren Gruppen beisammen. In den Quarzen selbst sind reihenweise angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse häufig.

Als dunkler Gemengteil tritt in den untersuchten Graniten Biotit auf. Er zeigt tafelige Ausbildung nach 001, starken Pleochroismus von dunkelschwarzbraun zu lichtstrohgelb und ist optisch nahezu einachsigt. Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen sind häufig. Meist läßt der Biotit eine Umwandlung in Chlorit erkennen, die mehr oder weniger stark vorgeschritten sein kann.

Von den Neben- und Übergangsteilen sei noch der Apatit besonders hervorgehoben, der in einzelnen Teilen des Granitgebietes in größeren und oft zahlreicheren Individuen zu finden ist. Ebenso tritt an manchen Stellen recht häufig der Titanit auf. Schon mit freiem Auge lassen sich die größeren, meist spitzrhombisch begrenzten braunen Körner im Gestein gut erkennen. In vielen Fällen sind sie von einem lichten, schmalen Feldspathof umgeben.

In den soeben kurz beschriebenen Graniten, die, wie weiter unten noch ausgeführt wird, stellenweise deutliche Pressungserscheinungen erkennen lassen und dann als Gneisgranite oder Flasergranite bezeichnet werden können, steckt nun ein größerer Körper eines mittelkörnigen lichten Biotitgranites, der das Plateau von Klein Zell aufbaut. Seine Grenzen im Stollen gegen den grobporphyrischen Granit wurden oben bereits angeführt.

War bei diesen stellenweise der starke Wechsel in der Ausbildung, die schlierige Beschaffenheit, die Übergänge zu Syeniten und Dioriten usw. ein besonderes Charakteristikum, so fällt der Plöckinger Granit durch seine petrographisch gleichförmige Beschaffenheit auf.

In den lichten, durchwegs gleichmäßig körnigen Stücken läßt sich mit freiem Auge Feldspat und Quarz in überwiegender Menge feststellen, zu welchen als dunkler Gemengteil ausschließlich Biotit hinzutritt. Das Gestein ist demnach ein Granitit.

Die mikroskopische Untersuchung des Plöckinger Granites zeigte, daß von den Feldspaten Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas auftreten.

Orthoklas und Mikroklin zeigen in der Art ihres Auftretens keine Abweichung von dem gewöhnlichen Bild der Granite. Im Gegensatz zu den porphyrisch entwickelten Graniten wäre nur das häufige Auftreten perthitischer Durchwachsungen hervorzuheben.

Die Plagioklase zeigen gleichfalls wie in dem porphyrtartig ausgebildeten Granit tafelförmige Entwicklung nach M , kristallographische Begrenzung, Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz; selten treten Perthitlamellen auf. In den Schnitten parallel 010 läßt sich gleichfalls Zonenbau nachweisen, wobei der Kern reicher an An ist als die Hülle. Ebenso wie im früher beschriebenen Granit ist der Kern auch hier durch Zersetzungsprodukte getrübt und nur der äußerste schmale Rand klar und frisch. Ein Vergleich der Lichtbrechung dieser klaren Hülle mit Quarz in Kreuzstellung zeigte $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$ entsprechend einem Anorthitgehalt bis zu 16 $\%$. Die Messung der Auslöschungsschiefe an einem Schnitte senkrecht α ergab

in der Hülle	—9°	entsprechend	14 $\%$ An ,
im Kern	+3°	„	22 $\%$ An .

An der Grenze der Mikroklinkörner gegen die Plagioklase konnte im Plöckinger Granit öfter die Bildung von Myrmekit beobachtet werden, zum Unterschiede von den porphyrtartigen Graniten. Durch Vergleich mit der Lichtbrechung der Quarzstengel des Myrmekits ließ sich der Plagioklas als saurer Oligoklas bestimmen.

Als dunkler Gemengteil tritt im Plöckinger Granit ausschließlich Biotit auf. Seine Umgrenzung ist unregelmäßig, sein Pleochroismus von lichtgelb zu dunkelschwarzbraun. Einschlüsse von Zirkon mit pleo-

chroitischen Höfen sind häufig, ebenso Umwandlungserscheinungen in Chlorit.

In beiden Granitkörpern, sowohl in dem grobporphyrisch entwickelten als auch im Plöckinger Granit, treten saure und basische Ganggesteine auf.

Unter den sauren Gangfüllungen kommen in erster Linie Aplite und Pegmatite vor, welche letztere oft schöne Muskowittafeln enthalten. Auch Gänge, die fast ausschließlich aus Feldspat bestehen, konnten, namentlich in dem grobporphyrischen Granit, an mehreren Stellen beobachtet werden. Ebenso sind reine Quarzgänge, oft reichlich Pyrit führend, in beiden Granitkörpern festgestellt worden.

Die Mächtigkeit dieser Gangfüllungen ist ziemlich Schwankungen unterworfen. Das Streichen weitaus der meisten dieser Bildungen geht von NW nach SO, das Fallen unter verschiedenen Winkeln gegen NO. Im schlierig entwickelten grobporphyrischen Granit schneiden diese Gänge die rundlichen basischen Putzen mit scharfen Grenzen oft mitten durch.

Reichlicher vorhanden sind im Gebiet des Druckstollens Partenstein die lamprophyrischen Ganggesteine. Die nähere Untersuchung dieser Gesteine ließ das Auftreten von zwei Arten der dunklen Ganggesteine erkennen.

Die eine Art ist von grauer bis dunkelgrauer Farbe und läßt mit freiem Auge in einer Grundmasse Einsprenglinge von vorwiegend Biotit erkennen. Im Dünnschliff läßt sich dann erkennen, daß in der Grundmasse außer dem Biotit noch Quarz und Plagioklas als Einsprenglinge vorkommen.

Der Biotit ist dunkelbraun, idiomorph ausgebildet und zeigt einen Pleochroismus von dunkelschwarzbraun zu lichtgelb. Randlich zeigen diese Biotite oft eine Zerschlitzung und Zerfransung.

Quarz tritt als Einsprengling nicht sehr häufig auf. Er besitzt die Form von gerundeten Körnern, die in einzelnen Fällen noch die Umrisse eines Dihexaeders erkennen lassen. Randliche Einbuchtungen, die als Korrosionserscheinungen zu deuten sind, treten wiederholt auf. Größere Quarzkörner lassen mitunter den Beginn eines Zerfalles in ein Aggregat von mehreren kleineren Körnern erkennen.

Die dritte Art der Einsprenglinge, die in diesen Gesteinen vorkommen, sind die Plagioklase. Diese besitzen regelmäßige Kristallgestalt; sie sind tafelförmig nach *M* ausgebildet, wobei als Begrenzungsflächen *M*, *P*, *T*, *l*, *x* und *y* zur Beobachtung gelangten. Der Aufbau aus einzelnen Zonen mit nach außen zunehmender Azidität läßt sich an den Schnitten parallel *M* sehr gut verfolgen. In einem Schnitte senkrecht zu γ wurde die Schiefe der Auslöschung gegen die Spur von *P* im Kern mit -10° , in der Hülle mit $+11^\circ$ bestimmt. Dies entspricht einer Zusammensetzung des Kernes von 39% *An* (Andesin) und der Hülle von 15% *An* (Oligoklas-Albit).

Die Grundmasse dieser Ganggesteine bildet ein feinkörniges Gemenge von Quarz, Feldspat und gelegentlichen kleinen Schüppchen von Biotit.

Diesem Befund der mikroskopischen Untersuchung entsprechend wären diese Ganggesteine den Dioritporphyriten zuzurechnen.

Die zweite Art der auftretenden Ganggesteine ist gleichfalls von grauer bis grauschwarzer Farbe, doch zeigt schon die makroskopische Betrachtung des Zurücktretens des Biotites an.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt ein panidiomorph-körniges Gemenge von Plagioklas und Hornblende mit vereinzelt auftretenden Schuppen von Biotit.

Der Plagioklas, der seiner Zusammensetzung nach dem Andesin nahesteht, ist isometrisch ausgebildet und nach dem Albitgesetz verzwillingt. In einem Schnitte senkrecht α konnte eine Auslöschungsschiefe von $+20^\circ$ ermittelt werden, was einem Anorthitgehalt von 34% entspricht.

Die Hornblende tritt in kurzen bräunlichgrünen Prismen auf, an deren Begrenzung außer den Prismenflächen auch die Längsfläche (010) teilnimmt. Sie zeigt deutlichen Pleochroismus von α lichtgelb, β grasgrün bis bräunlichgrün, γ bläulichgrün, bei einem Absorptionsschema von $\gamma > \beta > \alpha$. Charakter der Hauptzone ist $+$, $c:\gamma = 17^\circ$.

Versucht man auf Grund des mikroskopischen Befundes eine Zuteilung des besprochenen Ganggesteines in eine systematische Gruppe, so muß man es zu den Spessartiten stellen. Nimmt der Gehalt an Biotit zu, wie dies öfter zu beobachten war, so entstehen Übergänge zu den Kersantiten.

Konnte bei den sauren Gangfüllungen auf das vorherrschende Streichen von NW nach SO hingewiesen werden, so ist dies bei den oft zahlreich auftretenden dunklen Ganggesteinen die Regel. Fallen ist verschieden, meist ziemlich steil gegen NO, in vielen Fällen beinahe saiger. Die Mächtigkeit der lamprophyrischen Gänge ist gleichfalls schwankend, durchschnittlich wohl $1/2-2$ m.

Wenn auch die Ganggesteine in beiden Granitkörpern an verschiedenen Stellen vorkommen, so ist doch die Beobachtung von geologischem Interesse, daß an den größeren Störungszonen eine Häufung der Gänge auftritt. Ebenso sind sie an der nördlichen Grenze von porphyrtigen und Plöckinger Granit auffallend zahlreich vorhanden.

2. Die Störungszonen.

Beim Bau des Druckstollens Partenstein wurden eine Reihe von Störungszonen angefahren, denen sowohl praktische als auch wissenschaftliche Bedeutung zukommt.

Bezüglich des Einflusses, den diese Störungszonen auf den Vortrieb und Ausbruch des Stollens gehabt haben, verweise ich auf die Ausführungen des Herrn Ing. G. Beurle, während im folgenden die Bedeutung dieser Zonen für den Gebirgsbau kurz aufgezeigt werden soll.

In beiden Granitkörpern, sowohl in dem grobporphyrisch schlierig ausgebildeten als auch in dem Plöckinger Granit, wurden diese Zonen angetroffen, in denen die Gesteine einer starken mechanischen Umformung unterworfen waren.

Bei dem grobporphyrisch entwickelten Granit konnten im wesentlichen zwei Arten derartiger Störungszonen erkannt werden.

Im ersten Falle zeigt das Gestein makroskopisch eine deutliche Schieferung, der Granit wurde zu einem Gneisgranit oder Flasergranit umgeprägt. Im Schlift zeigen diese Gneisgranite die größeren Einsprenglinge meist unversehrt oder bei stärkerer Umprägung beginnende Zerbrechung oder randliche Auflösung. Nur die mehr gleichmäßig

körnige Umgebung der Einsprenglinge zeigt sich von zahlreichen Scherzonen und Zertrümmerungszonen durchzogen. Durch Übergänge sind diese Gneisgranite einerseits mit den richtungslos körnigen Typen, anderseits mit den Gesteinen der eigentlichen Mylonitzonen verbunden.

Die Gesteine dieser Quetschzonen sind makroskopisch dicht, von grüner Farbe, mit einzelnen noch kenntlichen Resten von roten Feldspäten. Im Schliff zeigt sich eine Grundmasse, die aus Zersetzungsprodukten, Serizit, hellgrünen pleochroitischen Chloritschüppchen besteht. In dieser Grundmasse liegen noch vereinzelt die vollkommen zertrümmerten Reste der ursprünglichen Minerale des Granites. Der Grad der Zertrümmerung kann in den einzelnen Partien derartiger Quetschzonen ein verschiedener sein. Bald sind Mineralreste noch deutlich zu erkennen, bald ist jedoch das Gestein so vollkommen zerrieben, daß ein grünes, schmieriges Endprodukt übrigbleibt.

Unter den Mineraltrümmern, die in der Grundmasse eingebettet sind, findet man am häufigsten Reste der einstigen Feldspateinsprenglinge, Fetzen von Mikroklin, Quarz, Trümmer von Plagioklas und auch Apatit. Sind noch größere Trümmer der Feldspateinsprenglinge erhalten, so zeigen sie sich doch meistens in einzelne Stücke zerbrochen, wobei an den Sprüngen Ströme granoblastischer kleiner Quarzindividuen das deformierte Mineralkorn durchziehen.

Die Art des Auftretens dieser Gesteine und die Ergebnisse der Untersuchung der Dünnschliffe lieferte den eindeutigen Beweis dafür, daß in diesen Gesteinen in der Tat vollkommen zerquetschte und zerriebene Granite von gleicher Beschaffenheit wie jene der nächsten Umgebung vorliegen.

Auch im Bereiche des Plöckinger Granites treten derartige Zerreibungszonen auf.

Der mineralogischen Zusammensetzung und dem Gefüge des Gesteines entsprechend bieten sie aber ein von den Quetschzonen des porphyrisch entwickelten Granites abweichendes Bild.

Der Plöckinger Granit ist an den Mylonitzonen ziemlich vollständig zu einer kaolinartigen, sandigen Masse zerrieben. Vereinzelt sind noch Reste von Feldspat zu erkennen, die aber durchwegs zerbrochen und zersetzt sind. Der ganze übrige Mineralbestand ist vernichtet und mit Ausnahme der zertrümmerten Quarzkörner in der lichten, schmierigen Masse nicht mehr zu finden. Übergänge von ähnlicher Beschaffenheit wie die Gneisgranite im porphyrischen Granitkörper scheinen dem Plöckinger Granit zu fehlen.

Geologisch bedeutsam ist die Erscheinung, daß die Mylonitzonen sowohl im porphyrischen Granit als auch im Plöckinger Granit auftreten. Daraus ist zu entnehmen, daß der ganze Gesteinskomplex der gleichen tektonischen Beanspruchung unterworfen war, die dann zu zonarer Mylonitbildung geführt hat. In dem einen Falle entstanden, entsprechend dem reichlicheren Vorhandensein der dunklen Gemengteile, Quetschprodukte von grüner, schmieriger Beschaffenheit, im zweiten Falle entstanden aus dem lichten Granit mehr weiß gefärbte kaolinartige Zermahlungsprodukte.

Hält man sich die gleichartige Entstehung dieser Quetschzonen vor Augen, so wird ein weiterer Vergleich nicht uninteressant.

Das gleichmäßig körnig ausgebildete Gestein, im vorliegenden Falle der Plöckinger Granit, wird bei der Mylonitisierung ziemlich einheitlich zerrieben. Relikte des ursprünglichen Mineralbestandes sind nur selten mehr in nennenswertem Maße erhalten geblieben, allmähliche Übergänge vom nicht mylonitisierten Gestein zu dem Quetschprodukt sind, wenn überhaupt vorhanden, von geringer Verbreitung. Die Zermahlung des Gesteins findet mit starker zonarer Ausprägung und meist scharfer Begrenzung gegen das nicht von der Mylonitisierung ergriffene Gestein statt.

Ein durchaus anderes Bild bieten die Erscheinungen der Gesteinszertrümmerung bei jenen Typen, in denen die einzelnen Mineralbestandteile von stark verschiedener Größe sind, wie dies im vorliegenden Falle bei dem grobporphyrisch entwickelten Granit der Fall ist.

Bei diesen Arten fällt es nicht schwer, verschiedene Stadien der Gesteinszertrümmerung festzustellen. Die Mylonitisierung ergreift in allen Fällen zuerst die kleineren Mineralbestandteile, die die Grundmasse zusammensetzen, während die großen Einsprenglinge und überhaupt größere Körner eine gewisse Schonung erfahren. Diese größeren Bestandteile zeigen sich höchstens in mehrere Stücke zerbrochen, wobei dann an den Sprüngen Ströme der Zerreibungsprodukte durchziehen. Erst bei weiterem Fortschreiten des Mylonitisierungsprozesses findet eine randliche Zertrümmerung der größeren Einsprenglinge statt, die dann schließlich zur vollständigen Auflösung führen kann.

In vielen Fällen scheint aber die Zertrümmerung der Grundmasse bei gleichzeitiger Schonung der Einsprenglinge und größeren Körner und die Bewegungen, die an den zahlreichen Scherflächen in der Grundmasse vor sich gegangen sind, zur Behebung der Spannungen genügt zu haben, da eine weitere Zertrümmerung nicht mehr stattgefunden hat. Die entstandenen Typen entsprechen Flasergraniten oder Gneisgraniten, die unter den grobporphyrischen Typen des Partensteingebietes wiederholt zu beobachten sind. Nur an einzelnen Zonen ist die Zertrümmerung so heftig gewesen, daß Quetschprodukte von der Art gebildet wurden, wie sie bei Besprechung dieser Gesteine weiter oben beschrieben wurden.

Mit diesem verschiedenen Verhalten der einzelnen strukturellen Abarten des Granites scheint es zusammenzuhängen, daß im Raum des grobporphyrisch entwickelten Granites die Zonen vollkommener Gesteinszertrümmerung nicht in der Häufigkeit auftreten, wie im Gebiet des gleichmäßig körnigen Plöckinger Granites. Umgekehrt steht mit diesem verschiedenen mechanischen Verhalten in vollkommenem Einklange, daß die nicht vollständig mylonitisierten Typen, die Gneisgranite mit deutlicher Wirkung von Kataklyse, ihr Hauptverbreitungsgebiet im Raume des grobporphyrischen Granites besitzen, während derartige Varietäten dem Plöckinger Granit zu fehlen scheinen.

Es ist nun für den geologischen Bau des südlichen Teiles des Böhmisches Granitstockes von großer Wichtigkeit, die Lage der Mylonit-zonen festzustellen. Die zahlreichen Beobachtungen über den Verlauf

dieser Zonen, die in den Stollen durchgeführt werden konnten, haben übereinstimmend gezeigt, daß die Quetschzonen in Mittel NW—SO streichen und ein Verfläachen unter mittleren bis steilen Winkeln nach NO erkennen lassen.

Die durch den Vortrieb der Stollen geschaffenen Einsichten in das innere Gefüge des Böhmisches Granitstockes haben somit den regional-geologisch wichtigen Befund ergeben, daß das ganze Gebiet von gleichgerichteten Mylonitzonen durchzogen wird. Von weiterer Bedeutung ist es hiebei, daß diese Störungszonen sowohl durch die Richtung ihres Streichens und Fallens einerseits als auch durch die Art der Gesteinsumformung andererseits ihre Zugehörigkeit zu dem großen Störungssystem des Bayrischen Pfahles erkennen lassen.

Die Zusammengehörigkeit all dieser Zonen zu einem großen, einheitlichen Störungssystem wird noch weitaus deutlicher, wenn wir die Mylonitzonen aus dem engen Bereich des Stollens heraus weiter verfolgen. 2

Wie ich auf verschiedenen Exkursionen im westlichen Oberösterreich feststellen konnte, haben diese Quetschzonen weite Verbreitung. Ihre Mächtigkeit kann Schwankungen unterliegen. Von den größeren sei nur die Fortsetzung des Bayrischen Pfahles selbst erwähnt, der sich von Aigen an noch weit nach SO verfolgen läßt. Auch das Tal der Donau folgt von Engelhartzell an bis nach Schlägen einer derartigen Störungzone, deren Fortsetzung sich noch geradlinig bis Aschach nachweisen läßt. Schon Commenda und Graber haben übrigens auf das Vorhandensein derartiger Störungen hingewiesen.

Die größeren dieser Zonen sind schon im Landschaftsbilde gut zu erkennen; aber auch die kleineren sind durch eine sorgsame Analyse der Geländeformen in zahlreichen Fällen schon über Tag festzustellen.

Wenn auch das häufige Auftreten gleichgerichteter Mylonitzonen aus den inneren Teilen des Granitgebietes bis jetzt nicht nachgewiesen war, so fügt sich das so gewonnene tektonische Bild doch zwanglos in die bisher aus dem Randgebiete bekannt gewordenen Erscheinungen ein. Sind doch im SW gleichgerichtete Überschiebungen und Überkipnungen schon vor längerer Zeit beschrieben worden. Ich verweise im Zusammenhange damit nur auf die Überschiebung von Straubing und Vilshofen und auf die von Petraschek (6) in jüngster Zeit beschriebene Bohrung von Winetsham bei Andorf in Oberösterreich.

Besonders die letzterwähnte Bohrung verdient, da sie ja nicht allzu weit von den Stollengebieten entfernt ist, unser Interesse. Petraschek führt an, daß nach dem Durchteufen der tertiären Ablagerungen der Granit in einer Tiefe von 268·9 m erbohrt wurde. Unter dem Granit wurde Jura, und zwar in überkippter Lagerung, angefahren, unter welchem in einer Tiefe von 277·8 m wieder Granit angetroffen wurde. Der Deutung Petrascheks, daß wir es hier mit anstehendem Jura in überkippter Lagerung zu tun haben, hat Krunbeck (5) widersprochen. Dieser glaubt in den Ablagerungen nur Schotter erblicken zu müssen. Wenn wir uns aber vor Augen halten, daß im ganzen südwestlichen Teil des Granitgebietes die im vorhergehenden beschriebenen Störungszonen einen NW—SO gerichteten Verlauf haben, wobei alle Beobachtungen

dafür sprechen, daß an ihnen Bewegungen nach SW erfolgt sind, wenn wir ferner bedenken, daß in der streichenden Fortsetzung dieser Zonen im deutschen Gebiet Überkippen und Überschiebungen in der Tat beobachtet wurden, so gewinnt die Auffassung von Petraschek immer größere Wahrscheinlichkeit.

Alle diese Erscheinungen sprechen dafür, daß im südwestlichen Teil des Böhmisches Granitgebietes Bewegungen nach SW stattgefunden haben, in deren Folge die zahlreichen NW—SO streichenden Mylonitzonen von verschiedener Mächtigkeit gebildet wurden.

An diese Erkenntnis anschließend erhebt sich sofort die wichtige Frage nach dem Alter dieser Bewegungen, beziehungsweise der durch sie geschaffenen Mylonite.

Halten wir daran fest, daß die Störungszonen von nordwest-süd-östlichem Verlauf einem einheitlichen geologischen Vorgange ihre Entstehung verdanken, so vermögen uns die Verhältnisse am südwestlichen Rande der Böhmisches Masse Anhaltspunkte zu liefern, um die zeitliche Festlegung dieser Bewegungen zu versuchen.

Es ist bekannt, daß an den gleichgerichteten randlichen Störungen die Sedimente des Jura und auch noch die der Kreide steilgestellt, beziehungsweise überkippt sind. Daraus folgt aber, daß die gegen SW gerichteten Bewegungen und im Zusammenhänge damit die Ausbildung der Mylonitzonen ein postkretazisches Alter haben müssen.

Wir erhalten somit für den südwestlichen Teil der Böhmisches Masse ein tektonisches Bild, welches mit zum Teil recht jungen Bewegungen zu rechnen hat. Da aber, wie oben ausgeführt wurde, auch der Bayrische Pfahl dem gleichen Störungssystem zugerechnet werden muß, so ergibt sich eine Auffassung dieses Gebirges, die von jener, die Cloos (1) kürzlich vertreten hat, sehr stark abweicht.

Cloos erblickt in dem Pfahl „den tektonischen Ausdruck einer großen und alten Wurzelzone, aus der zuerst Magmen herausgepreßt wurden und die dann, als die Magmen erstarrten, unter dem fortwirkenden Druck ihrerseits zermalmt wurde“. Die Ausbildung der Pfahlmylonite wäre daher nach Cloos unmittelbar nach der Erstarrung vor sich gegangen, während sich aus den obengeschilderten tektonischen Verhältnissen ein viel jüngeres Alter ergeben würde. Sehr bemerkenswert ist es, daß nach Cloos auch an der Störungszone des Pfahles eine Anreicherung der lamprophyrischen Ganggesteine zu beobachten ist in gleicher Weise, wie dies an den Störungszonen des Partensteinstollens zu erkennen war.

Es würde zu weit führen, hier auf die Anschauung von Cloos weiter einzugehen, zumal eine Auseinandersetzung mit seiner Arbeitsmethode und den daraus sich ergebenden Schlüssen an anderer Stelle erfolgen wird. Nur einige auf den besonderen vorliegenden Fall des Pfahles bezügliche Bemerkungen seien gestattet.

Der Bayrische Pfahl scheint seine Sonderstellung nur seiner Größe zu verdanken. Wie aber gezeigt werden konnte, sind gleichgerichtete und gleichartig umformte Zonen weiter verbreitet als bisher angenommen

wurde. Auch in anderen Teilen der Böhmisches Masse haben Pfähle weite Verbreitung. Ich verweise nur auf den Böhmisches Pfahl und auf die von Köhler (4) jüngst beschriebenen Pfahlschiefer aus Niederösterreich, die zum Teil andere Streichrichtungen besitzen.

Würden nun die Anschauungen von Cloos über den Pfahl zutreffen, so läge derzeit kein Grund vor, in den zahlreichen anderen Pfählen nicht gleichfalls „Wurzelzonen“ zu erblicken, aus welchen Magmen gefördert und nach ihrer Erstarrung mylonitisiert wurden, eine Anschauung, die aber zu einem aus zahlreichen Gründen nicht möglichen geologischen Bilde des Südteiles der Böhmisches Masse führen würde.

Fassen wir die wichtigsten Beobachtungen über die Störungszonen kurz zusammen, so können wir vorläufig als Ergebnis festhalten, daß die Mylonitzonen sowohl in den älteren als auch in den jüngeren Graniten auftreten, daß am südwestlichen Rande der Böhmisches Masse, noch die Sedimente der Kreide in die Störungen mit einbezogen sind und daß an den Mylonitzonen gerne eine Anreicherung der lamprophyrischen Gänge festzustellen ist. Vom Bayrisches Pfahl, mit welchem die Mylonitzonen zu einem Störungssystem zu vereinigen sind, unterscheiden sie sich nur quantitativ, nicht qualitativ.

3. Die Klüftung.

Konnte schon bei Besprechung der Störungszonen darauf hingewiesen werden, daß ihre Kenntnis für die praktische Durchführung des Stollenbaues von großer Bedeutung ist, so trifft das in noch höherem Maße für die Klüftung zu.

Die Mylonitzonen erweisen sich ja auch bei größerer räumlicher Verbreitung immer mehr oder weniger lokal begrenzt, während die Gesteinsklüfte überall auftreten und sich auch dort, wo sie makroskopisch beinahe nicht zu bemerken sind, beim Ausbruch und Vortrieb des Stollens bemerkbar machen. Es scheint daher auch praktisch von besonderer Wichtigkeit zu sein, ihr Auftreten näher zu verfolgen.

Klüfte treten im Druckstollen Partenstein sowohl im grobporphyrischen Granit und Gneisgranit als auch im Plöckinger Granit und in den Ganggesteinen auf. Doch läßt sich schon in der Art ihres Auftretens eine durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingte Verschiedenheit erkennen.

Im gleichmäßig ausgebildeten Plöckinger Granit zeigt sich auch im Auftreten der Klüfte eine schöne Regelmäßigkeit. Sie zerlegen den Granit in mehr oder weniger mächtige Platten, deren Grenzfugen sich als scharfe, gerade Linien an den Wänden verfolgen lassen. Da die Richtung der Stollenachse ungefähr den Winkel der Kluftrichtungen in die Hälfte teilt, so macht sich diese Klüftung im Stollenprofil selbst in regelmäßig vorspringenden und zurücktretenden Gesteinspartien geltend. Daß diese regelmäßige Klüftung und die zu beiden Klufscharen im großen und ganzen fast symmetrische Lage der Stollenachse für den Vortrieb des Stollens von großer Bedeutung war, soll hier im geologischen Teil nur angedeutet werden.

Im grobporphyrischen Granit und in dem mit ihm verbundenen Gneisgranit treten die gleichen Klüfte auf wie im Plöckinger Granit.

Wie aber die Struktur dieser Gesteine schon auf die Ausbildung der Mylonitzonen von besonderem Einfluß war, so zeigt sich dieser Einfluß auch bei dem Auftreten der Gesteinsklüfte.

In den grobporphyrisch und schlierig ausgebildeten Teilen ist die für den Plöckinger Granit festgestellte Regelmäßigkeit der Klüftung zu vermissen. Nur in den Partien, in welchen die Einspringlinge kleiner werden und zurücktreten, die also gleichmäßig körniger werden, treten die regelmäßig angeordneten Klüfte auch wieder stärker und mit kleineren Abständen voneinander auf. Die größte Unregelmäßigkeit der Klüftung ist in den stark schlierig ausgebildeten Partien festzustellen, deutlicher und häufiger sind die Klüfte in den verschiedenen Abarten des grobporphyrischen Granites, wobei die Regelmäßigkeit im gleichen Maße zunimmt, in dem die Ausbildung des Gesteines gleichmäßig körniger wird.

Auch die Ganggesteine, die im Gebiet von Partenstein auftreten, zeigen die gleichen Kluftrichtungen wie die Granite. Der sehr gleichmäßigen Ausbildung dieser Gesteine entsprechend treten die Klüfte in großer Regelmäßigkeit in ihnen auf.

Was nun die Richtung der Gesteinsklüfte betrifft, so scheint beim ersten Zusehen eine ziemliche Mannigfaltigkeit zu herrschen. Aber bei einem Vergleich der Lage der verschiedenen Klüfte läßt sich gar bald erkennen, daß die Hauptmenge der Klüftungen in einem bestimmten Verhältnis zueinander steht.

Sehen wir von einzelnen unregelmäßig auftretenden Klüften und Lassen ab, so lassen sich alle übrigen auftretenden Klüfte in zwei Gruppen teilen.

Eine Gruppe läßt ihre deutliche Zugehörigkeit zu den früher beschriebenen Mylonitzonen erkennen. Streichen und Fallen ist das gleiche wie bei den Quetschzonen, ihr Auftreten häuft sich bei Annäherung an diese Zonen, ihr Hauptverbreitungsgebiet ist in den Flasergraniten und Gneisgraniten. Diesen Klüften folgen gerne die Lamprophyre.

Die zweite Gruppe von Klüftungen ist allgemein verbreitet. Diese Klüfte sind es vor allem, die in den gleichmäßig körnigen Gesteinen kulissenartige Vorsprünge im Stollen erzeugen und auf deren Bedeutung für den Stollenausbruch schon hingewiesen wurde. Sie fehlen auch den Gneisgraniten nicht, wenn auch ihr Auftreten in diesen Typen zurücktritt.

Unter diesen Klüften lassen sich wieder zwei Scharen feststellen, deren Streichen ziemlich genau aufeinander senkrecht steht. Das Fallen der beiden Kluftscharen ist schwankend. Meist ist es ziemlich steil, läßt sich aber bei beiden Kluftscharen in zwei Grenzwerte einschließen, wobei eine Änderung im Fallen der einen Schar eine Änderung im Fallen der zweiten Schar zur Folge hat, derart, daß einem Fallen nach NO (bzw. SW) der einen Schar ein solches nach SO (bzw. NW) der anderen Schar entspricht.

Die Grenzwerte, zwischen welche die beiden Kluftscharen einzufügen sind, haben ein Azimut von

N 30° W bei einem Fallen von 40° NO

N 60° O. „ „ „ „ 65° SO

bei der einen Schar und bei der zweiten ein solches von
 N 30° W bei einem Fallen von 80° SW
 N 60° O " " " " 70° NW.

Um die in dem Granitgebiet auftretenden Klufrichtungen nicht nur in ihrem Streichen, sondern auch im Wechsel des Fallens übersichtlich überschauen zu können, wurde in Fig. 2 der Versuch gemacht, sie nach Art einer stereographischen Projektion darzustellen. Die einander entsprechenden Klufrichtungen sind schraffiert, bzw. weiß gelassen. Strichliert ist die NS-Richtung, strichpunktliert das mittlere Streichen der Störungszone, bzw. der mit diesen gleichgerichteten Klüfte und Gänge.

Denkt man sich außerdem die verschiedenen Lagen der Stollenachse eingezeichnet, so läßt sich bei Berücksichtigung des Einflusses, den die Struktur auf die Ausbildung der Klüfte nimmt, eine Vorstellung darüber gewinnen, welche Verhältnisse an verschiedenen Stellen des Stollens bezüglich des Stollenprofils, Ausbruches usw. anzutreffen sind, oder, da die Klüfte auch durch entsprechend zahlreiche Beobachtungen über Tag festzustellen sind, welche Verhältnisse beim Bau eines Stollens anzutreffen sein werden.

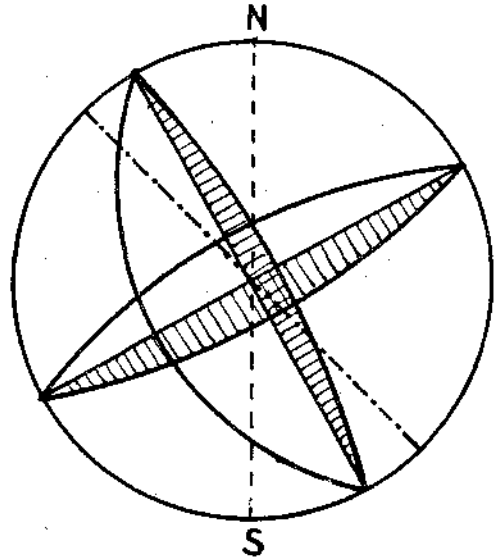


Fig. 2.

Technisch-geologische Bemerkungen zum Bau des Druckstollens Partenstein.

Von Ing. Georg Beurle.

Nach der hier von zuständiger Seite gegebenen Beschreibung des geologischen und petrographischen Charakters des Gebirges, das beim Bau des Druckstollens für das Kraftwerk Partenstein an der Großen Mühl unterhalb Neufelden und Kleinzell in allgemein nord-südlicher Richtung unterfahren wurde, kann ich es mir versagen, das Gestein genau zu beschreiben. Wir haben bei der Arbeit im Stollen im wesentlichen an Hand unserer Erfahrungen und unseres innigen Kontaktes mit dem Gebirge auch ohne wissenschaftliche Vorbereitung gewissermaßen nach dem Auge und dem Gefühle jene Unterscheidungen gemacht, die sich bewußt aus der wissenschaftlichen Betrachtung der aufgefahrenen Strecken ergeben.

Als hauptsächlich unterschiedene Gesteine ergaben sich daher auch für uns der Granit, der in den Steinbrüchen von Plöcking verwertet und gewonnen wird; er machte bei uns mit einer Streckenlänge von zirka 3300 m zirka 60% der durchörterten Strecken aus. Diese Varietät

läßt sich gut bohren und gut sprengen; in ihr waren Bohrgeschwindigkeiten von 3—6 *cm/min.* bei zirka 35 *mm* Borlochweite normal. Die häufig angetroffene regelmäßige Bankung und Klüftung bewirkte in Stollen oft das Auftreten regelmäßiger „Kulissen“, die auf viele Meter in der Strecke hintereinander lagen und dadurch schon äußerlich einen anderen Anblick boten, als die nicht zu solcher Regelmäßigkeit neigende Strecke des Porphygranits. Dieser wieder war viel zäher und unangenehmer zu bohren; es kam vor, daß sich der Bohrer infolge der Inhomogenität des Gesteins bei seitlichem Auftreffen auf einzelne größere Krystalle klemmte, ein Umstand, der beim Plöckinger Granit infolge der verhältnismäßigen Kleinheit der Krystalle und ihrer regelmäßigen Verteilung nicht in Erscheinung trat. Am schwersten abzarbeiten aber war der gneisartige, an Biotit reiche Granit jener Zonen, in denen offenbar einmal Druck und Bewegung stattgefunden hatte; hier verbanden sich Härte und Zähigkeit des Gesteins, um sowohl das Bohren wesentlich zu verlangsamen, als auch beim Absprengen schlechte Wirkungen zu verursachen, die sich im Stehenbleiben tiefer Bänken äußerten. Immerhin wiesen diese gneisartigen Strecken im Verhältnis zur gesamten Länge des Stollens keine große Erstreckung auf, so daß sie, alles in allem, für den Fortschritt nur von örtlich hindernder Bedeutung waren. Handelte es sich beim bisher Besprochenen um jene Gesteinsvorkommen, die sich auf größere Strecken ausdehnten, so waren sie doch in den meisten Fällen unterbrochen von Gängen und zahlreichen Klüften, welche teils als Erstarrungsklüfte, teils aus tektonischen Ursachen entstanden bezeichnet werden können. Sie waren insofern von großer Bedeutung, als bei der Lösung des Gesteins durch Sprengung die Trennung des gebrochenen Felsens vom Gebirge meist in diesen Klüften stattfand und diese Klüfte dementsprechend also den Vortrieb oft begünstigten. Sie traten im Granit mit großer Regelmäßigkeit auf und bildeten so eines der Elemente, welche kundige Schußmeister beim Ansetzen der Bohrlöcher und bei der Bemessung des Besatzes mit Dynamit in Rechnung stellten. Hingegen traten Spalten und Klüfte im porphyrischen Granit nicht so stark hervor und noch mehr war dies in der erwähnten gneisartigen Ausbildung der Fall; dafür benachteiligten die natürlichen Klüfte eben wegen der dadurch begünstigten Kulissenbildung die Ausbildung eines sich der theoretischen Kreisform gut anschmiegenden Profils, wovon noch später zu reden sein wird.

Lamprophyrgänge kamen oft vor, wenngleich ihre Stärke meist nur 2 bis 4 *m* betrug. Sie waren durchwegs sehr hart zu bohren, aber gut zu sprengen und infolge ihrer zahlreichen Klüfte war die Wirkung der Schüsse nicht nur an sich gut, sondern das gewonnene Material war auch meist gleich stark zerkleinert, was die Förderung und Schutterung begünstigte. Der Stein muß als sehr hart, aber spröde (im Gegensatz zu zäh) bezeichnet werden und bot für das Bohren immerhin gute Verhältnisse; die Bohrgeschwindigkeit, welche in ihm erzielt werden konnte, wäre zu etwa 2 *cm/min.* einzusetzen, wenn man für normalen Plöckinger Granit 4 *cm/min.* und für den porphyrischen auch etwa 2 *cm/min.* einsetzt; aber infolge des Fehlens der Zähigkeit und der

Gleichmäßigkeit des Gesteins kamen weniger Stockungen und Klemmungen vor, als in diesem. Die kleinen, dünnen Schmier- und Tegelassen, in denen manchmal rein weiße, kaolinartige Umwandlungsprodukte gefunden wurden, waren für den Bau im großen und ganzen ohne Bedeutung, auch beim Bohren spielten sie keine Rolle, hingegen beim Sprengen als Trennungsflächen für das gelöste Gestein. Anders war es natürlich dort, wo es sich nicht um kleine, schwache Schmierlassen und Zertrümmerungszonen von wenigen Zentimetern oder Dezimetern Stärke handelte, sondern wo die Mylonitisierung der Strecke mehrere Meter, bis zu 20, stark wurde. Dort bedang sie dann, im Gegensatz zu den andern, normalen Strecken, Pölung, hielt dadurch den Vortrieb auf und erschwerte auch den späteren Ausbau wesentlich. Wir hatten in Partenstein aber nicht viele derartige Strecken; was gepölt wurde, betrug zirka 10% der gesamten Streckenlängen; fast die ganzen Pölungsstrecken entfallen auf die granitische Strecke; in der porphyrischen kamen Pölzungen fast nicht vor, so daß sich die Gesteinseigenschaften wie im Kleinen auch im Großen deutlich aussprachen. Die Stärke der Pölzungen wechselte; von der einfachen Schutzpölung und den ganz örtlichen Maßnahmen zur Abstützung drohender Gesteinsblöcke im First oder an oberen Teilen der Ulmen, ging die Steigerung bis zum schweren Einbau im druckhaften Teil des Gebirges, wie er etwa unter Kleinzell, also im mittleren Teil des Stollens, dann auch noch unter Rammersberg, also im Süden des ganzen Baues, vorkam. Teils erfolgte normaler einfacher Kappeneinbau, mit senkrechten oder schräg gestellten Stehern; der Wunsch, sich der Kreisform des Stollenprofils anzupassen, führte aber auch hier dazu, von den aus dem Eisenbahntunnelbau übernommenen Formen gelegentlich abzugehen und in der sechseckigen Polygonalpölung eine Form zu schaffen, welche sich dem ausgebrochenen Kreis gut anschmiegte und gestattete, das in Stollenachse gelegene Eck des Sechseckes zur Abstützung des Gebirges in halber Stollenhöhe, also im Durchmesser, erfolgreicher mit heranzuziehen, als dies möglich gewesen wäre, wenn man diese seitlichen Longarinen gegen die Mitte der Steher der Kappe hätte abstützen müssen, wodurch diese in unzulässiger Weise auf Biegung beansprucht worden wären, was bei der oft vorhandenen starken Belastung (auf Knickung) erhöhte Gefahrmomente gebracht hätte.

Beim Stollenausbruch zeigte sich ferner, daß jene Strecken, die zermalmt worden waren, meist auch trocken waren, während aus den Spalten des Gesteins oft Wasser austrat. Die Zertrümmerungsprodukte wirkten also in vielen Fällen abdichtend.

Was sonst noch die Wasserverhältnisse anlangt, so mußte zum Mißvergnügen der Bauherrschaft festgestellt werden, daß durch den Stollenbau eine Anzahl von Brunnen trockengelegt wurden, auch wenn die Überlagerung etwa 140—150 m betrug. Die ersten Fälle einer derartigen Beeinträchtigung der Gebiete unmittelbar über dem Stollen traten im Süden des Stollens in der Ortschaft Rammersberg auf, wo sich die Wasserverhältnisse unter der Einwirkung des fortschreitenden Stollenbaues verschlechterten; da dort aber die Überlagerung gering

war — nur etwa 40—50 m — so nahm man an, daß in den Zonen stärkerer Überlagerung dieser Übelstand nicht eintreten werde. Man konnte um so mehr zu dieser Ansicht hinneigen, als über dem Schnittpunkt des Fensterstollens I mit dem Hauptstollen in einem Bauernhause bei einer Überlagerung von ca. 100 m und einem schon fast einjährigen Bestehen des Stollens an dieser Stelle sich keine Nachteile der verschiedenen Brunnen dieses engeren Gebietes gezeigt hatten. Unter der eigentlichen Ortschaft Kleinzell, aber wurde der allergrößte Teil der Brunnen trockengelegt, und zwar der Natur des Stollenbaues zufolge besonders die guten „Quellbrunnen“, welche, vom „Bodenwasser“ nicht direkt abhängig, vom eigentlichen Grundwasser gespeist wurden. Diese Austrocknung machte die Anlage einer vollständigen Wasserversorgungsanlage für die Ortschaft Kleinzell und einige Höfe außerhalb der geschlossenen Ortschaft notwendig und bedang im Stollen während des Vortriebes eine Wasserhaltung mit Pumpen, während der Betonierung eine Fortleitung des Wassers durch eine Zementrohrdrainage. In dem Gebiete mit größerer Überlagerung prägte sich der Wechsel des oberflächlichen Niederschlages in der Wasserführung des Stollens fast nicht mehr aus; sie war dort im wesentlichen gleichmäßig und nur in den Fensterstollen und den Gebieten geringer Überlagerung machte sich der oberflächliche Wechsel der Niederschläge auch in der Stärke der unterirdischen Feuchtigkeit deutlich hemerkbar. Im Durchschnitt des mittleren Stollenstückes konnte man auf eine Stollenstrecke von 1000 m Länge mit einem mittleren Zufluß von etwa 250 l/min rechnen oder 4.2 l/sec. Nachdem nun der Niederschlag über Kleinzell ca. 900 mm/Jahr beträgt, wovon ca. 60% durch Verdunstung und oberflächlichen Abfluß abgehen, verbleiben 360 mm Abflußhöhe für die Speisung des Grundwassers, das nun in einem bestimmten Streifen oberhalb des Stollens durch den Stollen abgesaugt wurde. Die Breite dieses Streifens errechnet sich theoretisch etwa wie folgt: der Jahresabfluß von 1 km² beträgt nach obigen Angaben 1,000.000m² × 0.36 m = 360.000 m³ = 360,000.000 l, oder pro Sekunde 360,000.000 : (365 × 86.400) = zirka 11.4 l/sec/km². Nachdem der unterirdische Abfluß 4.2 l/sec pro 1 km Stollenlänge betrug, so war die mittlere Breite des betroffenen Gebietes $\frac{4.2}{11.4} = \text{ca. } 370 \text{ m}$. Diese Zahl deckt sich annähernd mit dem Ergebnis

der Flächenberechnung des Gebietes, wenn man es an Hand der ungünstig beeinflussten Brunnen und Schwellen umgrenzt und ausmißt; für ein bestimmtes Teilstück wurde als Fläche 0.85 km² ermittelt, als zugehörige Stollenstrecke 2.15 km, dementsprechend als mittlere Breite 395 m. Die Überlagerung betrug in diesem Gebiete im Mittel 110 m und bei gleichmäßiger Gestaltung des durch die Erdoberfläche und die beiden schrägen Seitenflächen (welche sich im Stollen schneiden) gebildeten Prismas, welches den Erdkörper darstellt, der durch die Entwässerung betroffen ist, kommt man zu einer Neigung dieser Seitenflächen von ca. 30° gegen die Wagrechte durch den Stollen. Die Stollenachse liegt aber nicht in der Mitte des fraglichen Gebietes, sondern teilt es in ein größeres östliches und ein kleineres westliches Teilstück, obwohl die Geländeerhebung im Osten größer ist als im

Westen und der Schnitt der Seitenflächen des Prismas dort dementsprechend die Erdoberfläche erst in größerer Entfernung vom Stollen treffen sollte; einen ähnlichen Einfluß sollte auch der Grundwasserstrom, welcher im allgemeinen von Osten gegen Westen nach der Großen Mühl zu geht, ausüben. Beide Einflüsse werden aber offenbar durch die geologischen Einflüsse überwogen, welche vermutlich infolge der Hauptrichtung der Klüfte die Verlegung des Gebietes nach der anderen Seite herbeiführen.

Hinsichtlich der Temperaturverhältnisse der Quellen konnte von etwa 100 m Überlagerung an ein Einfluß der jährlichen Schwankungen der Temperatur nicht mehr festgestellt werden; die Messungen ergaben von dieser Zone an gegen die Strecke größter Überlagerung und weitester Entfernung vom Talhang eine Zunahme der Temperatur von 9.4° C auf 12° C (bei ca. 160 m Überlagerung) gegenüber einem Jahresmittel der Lufttemperatur von ca. 7.1° C für das Obertagsgebiet.

Zu diesem Gegenstand, dem bei jedem Stollenbau größtes Augenmerk zuzuwenden wäre, soll ferner noch erwähnt werden, daß beim Vortrieb des Stollens ca. 160 m nördlich des Fensterstollens I ein sandgefüllter Hohlraum angefahren wurde, aus welchem während zweier Tage Sand und Wasser gemischt entströmten, so daß der Vortrieb an dieser Stelle für diese kurze Zeit aufgehalten war; die Stärke des Ergusses nahm rasch ab und später war diese Stelle, aus welcher der feine Mühlsand gekommen war, stets trocken; der Kamin, aus welchem der Sand und das Wasser gekommen waren, blieb zwar immer trocken, war aber doch zu eng und zu brüchig, als daß es möglich gewesen wäre, in ihn einzudringen; es bestand dazu schließlich vom Standpunkt des Baues aus auch keinerlei Anlaß. Immerhin muß dort doch eine größere Höhlung des Berginnern angefahren worden sein, denn solange der Stollen noch nicht durchgeschlagen und die Entlüftung daher schlecht war, machte sich an dieser Stelle oft ein Wechsel in der Luft zwischen der Strecke vor und hinter dem Kamin bemerkbar, der darauf schließen ließ, daß dort, wenn schon kein direkter Ausgang nach der Erdoberfläche hin (der nicht nachgewiesen werden konnte), doch eine so große Höhlung bestand, daß der Luft- und vielleicht auch Wasserinhalt immerhin eine gewisse kleine örtliche Beeinflussung der Bewitterung des Stollens in diesem Teilstück hervorrief.

Bei der Betonierung des Stollens wurden die auftretenden Quellen und wasserführenden Spalten durch Bleche und Rohre gefaßt und entweder direkt in die Zementdrainagerohre eingeleitet oder mit kurzen Rohrstücken in das Innere des Stollens eingeführt, um dort später mit Holzpfropfen, über welche dann noch verputzt wurde, abgeschlossen zu werden. Bei einigen dieser so behandelten Quellen wurden Messungen über den Druck, unter dem das Wasser stand, versucht. Sie führten in den meisten Fällen deshalb zu keinem Ergebnis, weil das Wasser, am Ausfluß an dieser Stelle behindert, sich einen anderen Ausweg suchte; immerhin aber wurde bei zwei Quellen ein Druck von 5 bis $5\frac{1}{2}$ Atmosphären (unter Verwendung verschiedener Manometer) festgestellt, wobei sich zeigte, daß dieser Druck fast augenblicklich, nämlich in der Zeit des Anbringens des Manometers, eintrat, dann aber konstant

blieb. Es muß dies so erklärt werden, daß das austretende Wasser (dessen Menge gering war), offenbar von einem schon unter Druck stehenden Reservoir stammte, das in der Richtung zur gefaßten Quelle nur einen kleinen und engen Auslauf besaß, dessen Füllung sehr rasch vor sich ging und daher gleich nach dem Abschluß dann auch den Druck anzeigte, unter dem sich das Wasser des unbekanntenen Reservoirs befand; denn sonst hätte ein langsames Anfüllen stattfinden müssen, das sich manometrisch als langsame Druckzunahme geäußert haben würde. An den Meßstellen betrug die Überlagerung über 100 m; ein unmittelbarer Schluß aus der Druckhöhe auf die Überlagerungshöhe wäre daher irrig gewesen.

Die während des Baues gehegte Hoffnung, daß nach der Füllung des Stollens die Wasserverhältnisse sich in dem durch den Stollen ungünstig beeinflussten Gebiet wieder bessern, beziehungsweise die alten Brunnen wiederkehren würden, hat sich bisher nicht erfüllt; bloß in dem Teil der Strecke, bei welchem die Überlagerung nur etwa so groß war, wie die statische Druckhöhe des Wassers im Stollen, kehrten die alten Quellen zum Teil zurück. Es muß daraus der Schluß gezogen werden, daß auch jetzt noch Wasser aus dem Gebirge in den Stollen einsickert, wenngleich sich dessen Menge natürlich dadurch vermindert hat, daß jetzt kein Ausfluß in einen leeren Stollen mehr erfolgt, sondern in ein Gefäß, das an sich schon unter einem wechselnden Druck von 2 bis 4 Atmosphären steht. Wenngleich seit der Füllung des Stollens mehr als ein Vierteljahr vergangen ist, wäre es immerhin noch möglich, daß eine langsame Wiederauffüllung des drainierten Gebietes eintritt; es mag sein, daß die Niederschlagslosigkeit der Spätherbst- und Wintermonate 1924/25 dazu beigetragen hat, daß diese Wiederauffüllung sich noch nicht bemerkbar gemacht hat.

Zu den für den Bau sehr wichtigen geologischen Eigenschaften des Gesteins gehört auch die Klüftigkeit. Nicht nur hinsichtlich der Schwierigkeiten beim Vortrieb ist diese Eigenschaft von großem Einfluß, wie bei jedem Absprengen, bei der Ausweitung, bei der Pölung, wie überhaupt bei allen Sicherheitsmaßnahmen, welche der Stollenvortrieb erfordert, sondern auch hinsichtlich der Frage der Auskleidung des Stollens mit Beton, entsprechend seinem Zweck, der Wasserführung zu dienen.

Man ist in Partenstein in manchen Strecken des Stollens, dessen praktische Wasserdichtigkeit beim Anblick des Gebirges nicht gut bezweifelt werden konnte, vor der Frage gestanden, ob es zulässig wäre, den Stollen mit einer Betonsohle zu versehen und eventuell die Ulmen und den Gewölbefirst entweder ganz ohne Verkleidung zu belassen oder ihn nur mit einer maschinell aufgespritzten Mörtelhaut (einer „Torkretschicht“) zu versehen. Man hat sich dazu, trotz der namhaften Ersparnisse, welche sich dadurch hätten erzielen lassen, nicht entschließen können. Erstens bestand die Gefahr der Loslösung einzelner Gesteinstteile vom First und von den Ulmen unter dem Einfluß des rasch und mit wechselndem Druck dahinfließenden Wassers. Der Stollen wurde ausgebrochen für einen lichten Querschnitt der betonierten Röhre von 2·95 m mit 20 cm geringster Stärke des Profils; der Querschnitt eines

nur an der Sohle verkleideten Stollens hätte also zirka 8 m^2 betragen und die Geschwindigkeit des Wassers in diesem Stollen bei stärkstem Betrieb der Maschinen gegen drei Sekundenmeter. Das ist schon ziemlich viel und die Gefahr von Auswaschungen einzelner durch das Sprengen gelöster Felsteile nicht von der Hand zu weisen. Zum anderen aber sprach die große Rauigkeit der natürlichen (und auch der torkretierten) Stollenwandung, welche den Abfluß des Wassers ungünstig beeinflusst hätte, sehr für die Verkleidung des Profils im ganzen Umfang. Dadurch aber wurde die Frage nach der mittleren tatsächlichen Betonstärke gegenüber der theoretisch vorgesehenen zu einer äußerst wichtigen, da von ihr die aufzuwendende Betonmenge und damit auch ein Großteil der Kosten der Auskleidung abhängt.

Technisch-geologisch betrachtet liegt der Fall so: Im gesunden Gebirge ist es zweifellos möglich, durch entsprechende Sorgfalt beim Richtstollenvortrieb, bei der Nachnahme auf das volle Profil und besonders durch peinlichste Genauigkeit beim eigentlichen „Nachputzen“ des Profils eine weitgehende Annäherung des tatsächlichen Profils an das theoretische und durch die Bedingungen vorgeschriebene zu erzielen; man könnte den Stollen ja letzten Endes direkt abspitzen und so glatt herstellen lassen, wie etwa einen Randstein für den Gehsteig einer Pflasterung. Dies würde aber große Kosten verursachen, welche in keinem Verhältnis zu der Ersparnis an Beton stünden, die durch diese vollkommene Annäherung an das theoretische Profil hinsichtlich der Kubatur der Auskleidung erzielt worden wären. Um den praktischen Verhältnissen Rechnung zu tragen, wird hier nun zunächst schon in den Bedingungen gestattet, daß einzelne Felsspitzen in das theoretische Betonprofil einspringen können; dadurch wird ohne Schaden für die Festigkeit ermöglicht, der natürlichen Formung des Gesteins, wie sie sich durch die Profilmachnahmen ergibt, wenigstens stellenweise Rechnung zu tragen und es wird insbesondere dadurch die Fläche, von welcher aus das notwendige Einspringen der Ecken gegen das Gebirge zu stattfinden muß, etwas verengt gegen das Stolleninnere zu eingezogen.

In der Abbildung 3 ist der lichte Durchmesser des ausgekleideten Stollenprofils (Normalprofil ohne Eisenverstärkung des Betons) dargestellt, ferner die beiden konzentrischen Kreise, welche die theoretische Wandstärke von 20 cm Stärke und jene Zone von 5 cm nach innen zu begrenzen, innerhalb welcher das Einspringen einzelner Felsspitzen gestattet wurde. Dies ist der Übergang zum anderen Extrem, daß man

Schematischer Stollenquerschnitt
mit normaler Betonauskleidung, Überprofil und tolerierten einspringenden Ecken.

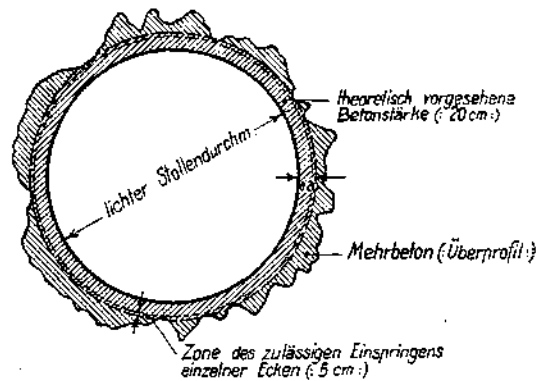


Fig. 3.

Maßstab 1 : 100.

nämlich unter Tolerierung großer einspringender Ecken und einer überhaupt sehr unregelmäßigen Gestaltung der Stollenwandung zwar zum Wegfall aller Kosten kommt, welche sich aus der Überwachung des Ausbruches durch die technische Aufsicht aller Grade und durch die manuelle Arbeit vieler einzelner kleiner Bohrlöcher und die größeren Kosten kleiner Einzelschüsse ergeben; aber man hätte dann sehr große Beton-Überkubaturen zu leisten, die besonders an den Ulmen und im First, wo das Einbringen des Betons schwierig ist, geldlich stark ins Gewicht fallen. Durch den Umstand nun, daß mehrere Unternehmer am Bau beteiligt waren, daß nach verschiedenen Methoden gearbeitet wurde und sich bis zu einem gewissen Grad in den einzelnen Baulosen besondere Arbeitsverhältnisse entwickelten, ergab sich für den Stollenbau in Partenstein die Möglichkeit, das wirtschaftliche Optimum für die Sorgfalt des Ausbruches und die Menge des sogenannten „Überbetons“ festzustellen; das Ergebnis, dessen rechnerische Ermittlung hier zu weit führen würde (die aber mehreren Geologen bekannt ist), hat für unseren Stollen dazu geführt, daß man ein etwa 18 prozentiges Überprofil gegenüber dem theoretischen Ausbruch als jenes ermittelte, bei welchem die Kosten der Sorgfalt der Ausführung und der Aufwand an Betonmaterial die geringste Summe ergeben. Nun wäre es sicher falsch, dieses Ergebnis einfach verallgemeinern zu wollen; denn dieser Prozentsatz unterliegt notwendigerweise Schwankungen, die sich aus der Größe des auszuführenden Stollenprofils, aus den Kosten der Sprengmittel an sich, wie auch bezogen auf den Kubikmeter des gelösten Gesteins, aus der Stärke der vorgesehenen Betonauskleidung, aus der zugelassenen Toleranz hinsichtlich der sogenannten „einspringenden Ecken“, den Arbeitslöhnen der Mineure, Betonierer, Aufsichtsorgane usw. und an Materialkosten pro Kubikmeter einzubringenden Betons ableiten lassen. Im allgemeinen wird gesagt werden können, daß billiger Ausbruch des Gesteins, teurer Betonierungsvorgang und teure Aufsicht, sowie enges Stollenprofil diesen Prozentsatz hinaufrücken werden, während billige Aufsicht (die sich etwa beim Zusammenfallen der Wünsche von Bauunternehmung und Bauherrschaft auf diesem Gebiete ergeben wird), billige Betonierung, teurer Ausbruch und große Profilfläche den Prozentsatz der wirtschaftlich zulässigen Profilsüberschreitungen herabsetzen werden. Was die letztgenannten Komponente, den Einfluß der Profilfläche, anlangt, so wäre es richtiger, von einer zulässigen „Ungleichmäßigkeitsfläche“ pro laufenden Meter Umfang zu sprechen; bei einem derartigen Ansatz, der für den Stollenbau in Partenstein ca. $0.16 \text{ m}^2/\text{lfm}$ Umfang des Stollenausbruches beträgt oder 16 cm mittlere Tiefe des Flächenstreifens außerhalb der theoretischen Profilfläche, wird der maßgebende Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit an sich auch deutlicher zum Ausdruck gebracht, als bei der ersterwähnten prozentuellen Bezeichnung. Denn es ist damit der Zusammenhang mit der natürlichen Klüftung dargestellt, welche wir an irgendwelchen Felswänden und sonst geeigneten Stellen beobachten können und bei der man diesen Grad natürlicher Klüftung unabhängig von einem Bau feststellen kann; denn gewisse Eigenschaften, die sich bei natürlicher Verwitterung zeigen, werden dann auch bei der künstlichen Bildung

einer Oberfläche eine Rolle spielen. Was den Einfluß der Profilgröße anlangt, so wird der genaue Ausbruch auch bei kleinem Durchmesser nicht nur wegen der relativen Größe des das Überprofil bildenden Kreisringes zur Gesamtläche des Ausbruchprofils prozentuell schlechter, sondern auch deshalb, weil bei starker Krümmung die Verspannung des Gewölbes eine stärkere ist, als bei dem flachen Bogen eines weiten Profils. Die wirtschaftliche Bedeutung dieser Gesteinseigenschaft ist groß; man bedenke, daß bei einer vorgesehenen Wandstärke von 20 cm (was bei normalen Verhältnissen einen oft gebrauchten mittleren Wert darstellt) der vorhin angegebene Wert von 16 cm eine 80prozentige Vergrößerung der Betonkubaturen gegenüber dem theoretisch vorgesehenen Minimum darstellt; es ist allerdings zu berücksichtigen, daß auch bei sehr günstigen Gesteins- und Ausbruchverhältnissen sicher stets 6 bis 10 cm einzusetzen wären, wenn man die Wirtschaftlichkeit aller Maßnahmen ins Kalkül zieht. Daß man diese Seite der Tunnelbauverfahren früher weniger betrachtete, hat seinen Grund darin, daß die Ausmauerung bei den Eisenbahntunneln nicht dieselbe wichtige Rolle innehatte, wie bei Wasserstollen, besonders bei Druckstollen; hier muß die Auskleidung nicht nur wie im Eisenbahnbau dem umgebenden Gebirge die oft fehlende Standsicherheit verleihen, sondern auch in vielen Fällen abdichtend wirken und den starken Innendruck übernehmen.

Bei der Beurteilung des Gesteins hinsichtlich seiner Dichtigkeit gegen Wasserverluste von innen haben wir uns zumeist von dem Gedanken leiten lassen, daß jene Strecken, bei denen kein Wasser auftrat, wohl als dicht angesehen werden können; denn bei dem Umstand, daß an vielen Stellen, wo Klüfte auftreten, die nicht irgendwie ausgefüllt waren, auch Wasser vorkam, mußte — über die eigentliche Bergfeuchtigkeit hinaus — angenommen werden, daß überall, wo die Dichtigkeit des Gebirges nicht hinreichen würde, um Wasser zurückzuhalten, dieses auch aufgetreten wäre. So wurden durch Spritzbeton (Torkret) und Zementmörtelverputz nur solche Strecken gedichtet, welche infolge ihrer Nähe von der Oberfläche, vom Talhang oder von den Fensterstollen gefährlich erschienen oder bei denen man aus anderen Gründen, z. B. wegen schlechter Gebirgsbeschaffenheit, an und für sich schon zu weitergehenden Maßnahmen gezwungen war. Wasserverluste in das Gebirge hinein wurden bisher nicht beobachtet oder sonstwie festgestellt.

Wie man sieht, ist es dem Bauingenieur nicht so sehr darauf angekommen, die geologische Geschichte des durchörterten Gebirges festzustellen und die großen Zusammenhänge, aus denen seine Eigenschaften erklärt werden können, sondern vielmehr handelte es sich hier um geologische Kleinarbeit, deren Zweck war, jeweils im nötigen, technisch und wirtschaftlich gebotenen Ausmaße festzustellen, welche Mittel zur Erzielung eines bestandsicheren, dichten, dem inneren Wasserdruck gewachsenen Druckstollens anzuwenden seien. Am schwersten ist wohl die Festigkeit des Gebirges gegen Innendruck abzuschätzen und hier sind dem Stollenbauer noch dankbare Aufgaben hinsichtlich der Entwicklung der Methoden zur Gesteinsuntersuchung im Großen gestellt. Solange diese nicht ausgebildet sind, bleibt nichts übrig, als durch große Vorsicht die möglichen Gefahren schlechter,

nachgiebiger Stellen auszugleichen. Dies wurde in Form von Eisenlagen, armierten Torkretmanschetten, Zementmörtel-Hinterspritzungen und sorgfältiger Betonierung überhaupt erstrebt; hier, wo es sich um die geologische Seite der Fragen handelt, sind diese Punkte nur anzuführen, aber nicht zu behandeln.

Hingegen sei zum Schlusse noch dargestellt, auf welchem Wege man der Forderung nach zeichnerischer Festhaltung der ange-troffenen Gebirgsverhältnisse nachzukommen strebte. Der End-zweck war, darzustellen, was sich hinter der glatten, gleichmäßig ausbetonierten Stollenröhre als Hinterlage des Betons befindet und welche Ausmaße und besondere Verhältnisse diese Stollenauskleidung selbst jeweils überall aufweist. Dieser letzteren Bedingung wurde durch Aufnahme der Ausmauerung der Verbrüche sowie durch regelmäßige, im Abstand der Lehrbogen (zirka 1 bis $1\frac{1}{6}$ m) ausgeführte Querprofil-aufnahmen des unmittelbar darauf ausbetonierten Raumes entsprochen. Da nun auch von früher schon Aufnahmen gewisser Profilstrecken vor-handen waren, so konnte für einzelne Teile festgestellt werden, daß nach der Herstellung eines ersten reinen Profils durch das Sprengen und Absichern und die Wegnahme lockerer Teile mehrere Monate vor der Betonierung, durch kleine Nachbrüche (zurückzuführen nicht auf geologisch-tektonische Umstände, sondern nur auf die Lockerung des Gesteins infolge der Schußwirkung) sowie durch die von Hand auszu-führenden Profilkorrekturen (welche die Anwendung von Sprengstücken nicht mehr wirtschaftlich gerechtfertigt erscheinen ließen) eine teils not-wendige, teils unerwünschte Profilvergrößerung stattfand, die auf zirka 10 Prozent des überhaupt vorhandenen Betonprofilquerschnittes berechnet werden konnte.

Diese Aufnahmen sind technischer Natur, weshalb auf sie hier nicht näher eingegangen wird. Hingegen waren die geologischen Verhältnisse, die festgestellt wurden, folgende: Die Quellen und der Grad der allgemeinen Feuchtigkeit, die größeren Klüfte, Lassen, Zertrümmerungszonen, die Art des Gesteins und der Gänge, schließlich eine allgemeine Charakteristik des Gütegrades der Profilausbildung. Dort, wo keine genauere Darstellung notwendig war, wurde die Aufnahme im Stollen selbst im bequemen Maßstab 1:100 durchgeführt, indem vorher am Papier die Stationierung und die fünf Erzeugenden des Stollenzylinders: Firstlinie, Ost und West in Axhöhe (diese fiel für unsere Verhältnisse gerade mit der Augenhöhe zusammen), Ost und West unmittelbar neben dem Schotterbett des Rollbahngeleises, als Gerippe der Darstellung fest-gelegt worden waren. Mit diesen fünf Erzeugenden der als abgewickelter Kreiszyylinder aufgefaßten Stollenwandung und der Stationierung, die im Stollen von 10 zu 10 m festgelegt worden war, war es leicht, jede Erscheinung an der Stollenwandung dem Ort und der Art nach fest-zulegen und darzustellen. Alle Ebenen, welche als Lassen und Klüfte usw. den Stollen durchsetzen, erschienen in dieser Darstellung also als Stücke von Kurven, welche infolge der Abwicklung oder Auf-klappung um die Firstlinie natürlich keinen geschlossenen Linienzug bildeten; die Begrenzung des Bandes bildeten die beiden Erzeugenden entlang des Schotterbettes, die ja auch in Wirklichkeit diese geologische

Aufnahme, welche sich den Stollenbetriebsverhältnissen anpassen mußte, begrenzte.

An Hand dieser Originalaufnahme wurde dann ein geologisches Längenprofil 1:500 ausgearbeitet, bei dem aber hinsichtlich der Darstellung der Lassen und Klüfte eine andere Art der geometrischen Darstellung befolgt wurde, die im folgenden noch kurz beschrieben sei. Die Lassen und Klüfte sind im allgemeinen eben; als solches sind sie durch zwei sich schneidende Gerade definiert. Diese zwei Geraden wurden so gewählt, daß sie sich in der Stollenaxe schneiden und daß die eine Gerade in einer Horizontal-, die andere in einer Vertikalebene durch diese Stollenaxe liege. Die Gerade in der Horizontalebene stellt daher die Horizontalspur der Kluffebene dar und gibt das Streichen der betreffenden Ebene an; hingegen gibt die Schnittgerade in der Vertikalebene nicht das Fallen (senkrecht zum Streichen) an, sondern nur den im Aufriß ohne weiteres in richtiger Lage erscheinenden Schnitt mit der Vertikalebene durch die Stollenaxe. Die Lage und Richtung dieser beiden Geraden war aus den markanten Punkten der Kurven am First und in den beiden äußersten Seiten erzeugenden ohne weiteres abzuleiten; nur die Lage des Schnittpunktes der Geraden in der Vertikalebene mußte jeweils durch eine Art Extrapolation aus den beiden Punkten östlich und westlich des Schotterbettes indirekt bestimmt werden. Da nun die eine Gerade in der Vertikalprojektion (im Aufriß), die andere Gerade in der Horizontalprojektion (im Grundriß) stets in die Stollenaxe fallen muß, wurden diese Projektionen gar nicht erst gezeichnet, und so beschränkte sich diese Darstellung in 1:500 auf zwei Gerade: im Aufriß der Schnitt der darzustellenden Ebene mit der Vertikalebene durch die Stollenaxe, im Grundriß der Schnitt der darzustellenden Ebene mit der Horizontalebene durch die Stollenaxe; der Schnittpunkt dieser Geraden mit der Stollenaxe muß selbstverständlich in der Senkrechten untereinander liegen. Dies ist wohl die einfachste Darstellung derartiger Ebenen in einem geologischen Längenprofil.

Die Abbildung 4 zeigt schematisch im Maßstab 1:100 die Ableitung der eben erwähnten charakteristischen Geraden aus der in der Stollenabwicklung vorgenommenen Aufnahme für vier verschiedene Fälle; im verkleinerten Maßstab 1:500 werden dann nur die in Auf- und Grundriß hervorgehobenen starken Linien und nicht mehr die Begrenzungen der Zylinderschnitte dargestellt, da erstere zur eindeutigen Lagebezeichnung der Ebene genügen.

Einzelpunkte werden in beiden Projektionen dargestellt und sind durch den Umstand, daß sie an der Gewölbeleibung liegen müssen, schon überbestimmt. Die Darstellung der Überlagerung usw. erfolgte auch maßstäblich; denn wenn dadurch auch verhältnismäßig große leere Flächen bis zur Terrainlinie in Kauf zu nehmen waren, so ist es doch gewiß besser, dies zu tun, als durch eine Verzerrung den Zusammenhang der Darstellung in den meisten Fällen ganz unklar zu machen. Auf eine genaue Stationierung ist bei dieser Arbeit selbstverständlich großes Gewicht zu legen, aber besser als die genaueste Stationierung ist es, den Zusammenhang zwischen dem, was man im Stollen später

noch hat und dem, was man hinter der Stollenwandung hat, dadurch festzulegen, daß man ihn in kurzen Abständen stets wieder neu herstellt, indem man z. B. die geologischen Angaben mit den notwendigen Arbeitsfugen bei der Stollenbetonierung, welche als Grate

Schematische Skizze der abgewickelten Stollenaufnahme und der Ableitung der Darstellung in Aufriß und Grundriß

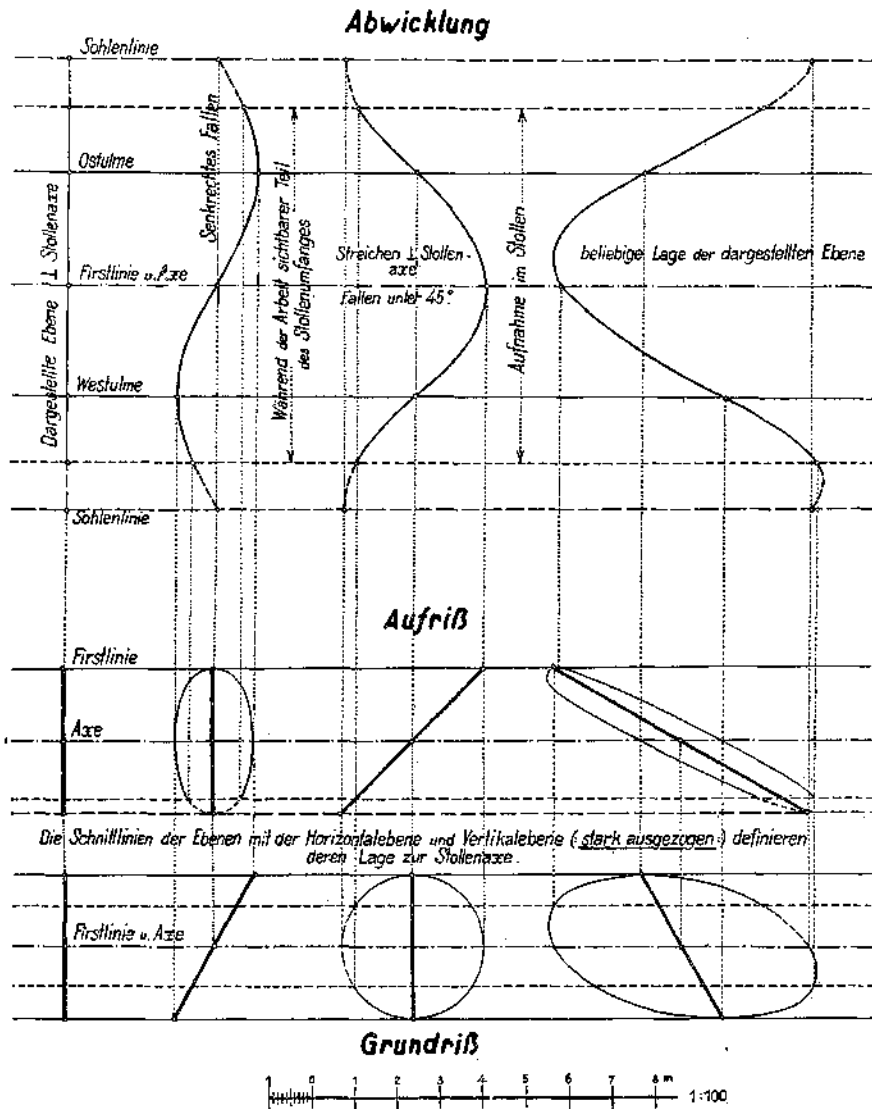


Fig. 4.

stehen bleiben, die quer durch den Stollen hindurchgehen, in Beziehung setzt. Alle diese Aufnahmen müssen laufend ausgeführt werden, sonst kann es leicht geschehen, daß man mit ihnen zu spät kommt, denn selbstverständlich geht das Interesse des Bauingenieurs dem des Geologen voraus und nur bei laufender Bearbeitung des ganzen Materials

können Lücken verhindert werden, die später überhaupt nie mehr nachgeholt werden können.

Es wäre noch manche Einzelheit über die technisch-geologischen Angelegenheiten beim Stollenbau zu sagen; die wichtigsten Punkte, die in Partenstein zur praktischen Beobachtung und Anwendung kamen, sind hier erwähnt worden. Wenn auch noch vieles sehr unvollkommen blieb, so haben wir uns doch bemüht, auch diesem Teile unserer Arbeit die notwendige Zeit und Aufmerksamkeit zu widmen und an ihr zu lernen; das Gelernte sei hiermit gerne den Lesern zur Kenntnis übergeben.

Linz, Anfang 1925.

B. Die Aufschlüsse beim Stollenbau des Rannawerkes.

Etwa zwei *km* im Südwesten von Engelhartzell befindet sich am linken Ufer der Donau in der Kramesau das Kraftwerk, welches das Wasser der Ranna verwertet.

Die Zuleitung des Wassers zum Kraftwerk erfolgt durch einen Stollen, der ungefähr 5 *km* nördlich der Mündung der Ranna in die Donau beginnt und mit zweimaliger Knickung in südwestlicher Richtung zur Kramesau führt. Zwei Fenster führen zu einer Gliederung des ganzen ca. 3¹/₂ *km* langen Stollens in drei Teile. (Siehe Fig. 5.)

Die allgemeine geologische Lage des Stollengebietes ist ziemlich die gleiche wie beim Druckstollen Partenstein. Das Gebiet liegt gleichfalls zur Gänze im südwestlichen Randgebiet des Böhmisches Granitstockes, nur im Vergleich zum Druckstollen Partenstein dem Rande näher. Diese Ähnlichkeit in der Lage des Stollens gestattet im Folgenden eine kürzere Behandlung der Beobachtungen.

1. Gesteinsbeschaffenheit.

Ergab die Untersuchung des Stollenprofils Partenstein eine gewisse Abwechslung dadurch, daß in einem älteren grobporphyrisch und schlierig entwickelten Granit ein gleichmäßig körniger jüngerer Granit zu beobachten war, so läßt das Profil des Rannastollens diesen Gesteinswechsel vermissen.

Der ganze Stollen liegt petrographisch im gleichen Gestein, einem zum Teil gleichfalls porphyrtartig entwickelten Granit, der stellenweise schlierig differenziert ist und auch Übergänge zu Syeniten und Dioriten erkennen läßt.

Zum Unterschiede von den grobporphyrisch entwickelten Varietäten des Partensteinwerkes jedoch konnten an keiner Stelle rote oder rötliche Feldspateinsprenglinge beobachtet werden, sie sind immer rein weiß und auch durchwegs kleiner als jene in den Gesteinen von Partenstein.

Im Schlicke zeigen sich als Bestandteile des Gesteines Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Biotit in wechselndem Mengenverhältnis und dazu als Nebengemengteile meist Zirkon und Apatit in kleinen Körnchen. Pyrit, unregelmäßig im Gestein verteilt, wobei eine Anreicherung auf

Klüften in ähnlicher Weise wie in Partenstein zu beobachten ist, kommt sehr häufig vor.

Der Mikroklin bildet meist größere Einsprenglinge, läßt aber selten eine regelmäßige Begrenzung erkennen. Perthitische Durchwachsungen und randliche Myrmekitbildungen sind sehr häufig. Die Plagioklase dieser Gesteine sind basischer als jene in den Graniten von Partenstein. Auslöschung im Schnitt senkrecht $+ 22^\circ$, entsprechend einem *An*-Gehalt

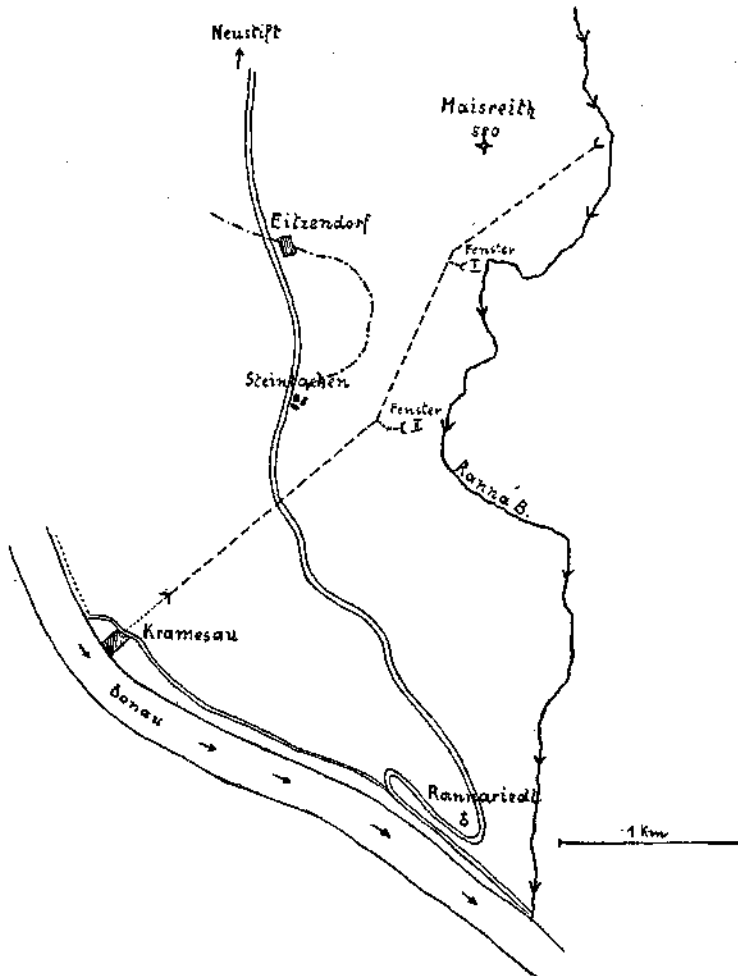


Fig. 5. Skizze der Stollenanlage beim Rannakraftwerk.

von 36%) und zeigen nur sehr selten und dann auch nur ganz schwach angedeutet einen zonaren Bau. Auffallend ist die sehr feine Zwillingslamellierung im Vergleich zu den Gesteinen von Partenstein, bei denen die Zwillingslamellen der Plagioklase viel breiter ausgebildet sind. Biotit zeigt einen Pleochroismus von lichtgelb zu rotbraun, Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Die übrigen Gemengteile sind in gleicher Ausbildung vorhanden wie in den Graniten vom Druckstollen Partenstein, von welchen sie am besten mit jenen Typen zu vergleichen wären, in denen die Einsprenglinge etwas zurücktreten und kleiner werden.

Strukturell zeigen die Gesteine des Rannastollens deutliche mechanische Beanspruchung. Auch Typen, die im Handstück keinerlei Störung erkennen lassen, erweisen sich im Schriff als umgeformt. Meist sind die Mikrokline von einem zertrümmerten Rand umgeben, oft sind sie selbst in mehrere Stücke zerbrochen, wobei an den Sprüngen feinkörnige Quarzströme durchziehen. Die Quarzkörner selbst sind undulös auslöschend, oft aber kann man den Zerfall größerer Individuen in ein Aggregat kleinerer Körner beobachten.

Gegen die Donau zu nimmt die Umformung der Gesteine zu und wird im Donautal, das an dieser Stelle einer Störungszone folgt, allerdings schon außerhalb des Stollens selbst zu einer deutlich erkennbaren Schieferung.

In den Stollenabschnitten von der Kramesau bis zum Fenster II und von diesem Fenster bis zum Fenster I ist die Ausbildung des Granites ziemlich gleichartig. Mittelkörnig, nur einzelne Partien mit etwas größeren Einsprenglingen; im allgemeinen aber bleibt die Gesteinsbeschaffenheit die gleiche.

Ein etwas abweichendes Bild liefert das Stollenstück vom Fenster I bis zum Stolleneingang. In diesem Abschnitt zeigt sich eine deutliche schlierige Beschaffenheit des Gesteines. Hellere Partien, die ärmer an dunklen Gemengteilen sind, wechseln mit dunklen mehr oder weniger runden oder länglichen basischen Putzen, die überwiegend aus Biotit bestehen. Gegen den Stollenanfang zu nimmt diese schlierige Beschaffenheit ab und an der Ranna sind beim Eingang des Stollens wieder die mehr gleichkörnig oder porphyrtartig ausgebildeten Varietäten herrschend.

Ebenso wie im Gebiet des Partensteinwerkes treten hier im Granit, bzw. seinen Übergängen zu Syenit und Diorit basische Ganggesteine auf.

Petrographisch sind es die gleichen Typen, die beim Druckstollen Partenstein zur Beobachtung gelangten, und bezüglich des Mineralstandes, der Struktur etc. sei auf die früheren Ausführungen bei diesen Gesteinen verwiesen.

Auch das Auftreten der Gänge, Streichen und Fallen ist dasselbe wie in Partenstein. Im Mittel streichen sie von NW nach SO und fallen unter verschiedenen Winkeln, meist steil, gegen NO. Bemerkenswerterweise tritt auch im Gebiet des Rannakraftwerkes eine Häufung der Gänge an den Störungsstellen auf, die nur deshalb nicht so deutlich wie beim Partensteinwerk hervortritt, weil die Gänge überhaupt nicht so zahlreich auftreten wie dort. Auffallend bei den in den Störungsstellen vorhandenen Gängen ist es auch hier, daß sie im Vergleich zu den Graniten an der Störungsstelle kompakt sind, daß abgesehen von kleineren Störungen das Ganggestein keine so durchgreifende Umformung zeigt wie der Granit. Dieses auffallende Verhalten der lamprophyrischen Ganggesteine sei vorläufig nur festgehalten, da noch weitere Beobachtungen nötig sein werden, um Schlüsse daraus ziehen zu können.

2. Störungsstellen und Klüfte.

In gleicher Weise wie bei dem Druckstollen Partenstein zeigen auch die Aufschlüsse beim Rannawerk, daß dieser Teil des Granitgebietes von parallelen Störungen durchzogen wird, die im allgemeinen die gleiche

Lage wie in Partenstein besitzen, nämlich von NW gegen SO streichen und gegen NO fallen. An diesen Zonen treten dieselben Zertrümmerungserscheinungen der Gesteine auf, die oben ausführlich beschrieben wurden. Das Endprodukt der Mylonitisierung bildet hier, analog den Erscheinungen im Partensteinstollen, eine chloritisch schmierige Masse, in welcher in einzelnen Fällen noch Reste des früheren Mineralbestandes in zertrümmertem Zustande vorgefunden werden können.

Die Mächtigkeit der Quetschzonen unterliegt hier gleichfalls beträchtlichen Schwankungen. Geringmächtige Störungszonen kommen häufiger vor als die mächtigeren. Die stärksten dieser Mylonitzonen sind im Durchschnitt etwa bis zu 30 m mächtig, wie etwa im Stollen von der Kramesau zum Fenster II bei Stationierung 470 m oder im Stollenstück Fenster I gegen N bei 300 m.

Neben diesen Störungszonen, über deren Entstehung und Zugehörigkeit zu einem großen Störungssystem das gleiche zu sagen wäre, wie bei den entsprechenden Erscheinungen beim Druckstollen Partenstein, sind auch im Granitgebiet des Rannawerkes zahlreiche Klüfte zu beobachten.

Wieder lassen sich die Klüfte in zwei Gruppen teilen, deren Streichen angenähert aufeinander senkrecht steht. Streichen und Fallen sind bei beiden Scharen ungefähr die gleichen wie im Stollen des Partensteinwerkes, so daß auf die dort gegebene Fig. 2 verwiesen werden kann. Nun wäre besonders hervorzuheben, daß auch Abweichungen im Streichen zu beobachten waren, derart, daß an einzelnen Stellen das ganze System der beiden aufeinander senkrechten Klüfte um einen Winkel von etwa 15° entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn verdreht erscheint. (Streichen $N 45^\circ W$, bzw. $N 45^\circ O$.) In diesem Falle tritt dann besonders eine $N 45^\circ O$ streichende saigere Kluft besonders deutlich hervor.

Auf diese Tatsache wird deshalb besonders hingewiesen, weil sich daraus die Wichtigkeit der Kluftrichtungen für den praktischen Stollenbau ergibt.

Denkt man sich nämlich in die im angegebenen Sinne verdrehte Fig. 2 wieder die Richtung der Stollenachse eingezeichnet, so läßt sich deutlich entnehmen, daß in den Stollenstücken Kramesau — Fenster II und Fenster I — Stollenanfang die Richtung der Stollenachse beinahe genau mit der saigeren Kluftrichtung zusammenfällt. Dies hat dann beim Stollenausbruch zur Folge, daß an diesen Stellen die Wände des Stollens von senkrechten, ziemlich ebenen Kluftflächen gebildet werden, die auf größere Strecken herrschend werden und dem Ausbruche eines runden Stollenprofils hinderlich sind. Im First des Stollens hängen dann die Gesteinsplatten vertikal und stürzen bei Erschütterungen u. dgl. leicht herab, wodurch außer dem Überprofil ein Gefahrenmoment für die Arbeiter entsteht.

Im Stollenstück zwischen Fenster II und Fenster I schneidet die Stollenachse die Kluftrichtungen unter einem schiefen Winkel, daher fehlen in diesem Stück die langen glatten Wände und die Wirkung der Zerklüftung des Gesteines äußert sich im kulissenartigen Vor- und Zurückspringen der Gesteinsplatten.

III. Zusammenfassung.

Werfen wir zum Schluß einen Rückblick auf die Beobachtungen, welche an den vorübergehenden Aufschlüssen der Stollenbauten des südwestlichen Teiles des Böhmisches Granitgebietes gemacht werden konnten, so erkennen wir, daß trotz der räumlichen Beschränkung des Untersuchungsgebietes einzelne Erscheinungen von regionaler Bedeutung für den Bau dieses Teiles der Böhmisches Masse sind.

Petrographisch konnte in diesem Gebiet ein offenbar jüngerer Granit erkannt werden, der in einem älteren, stark differenzierten Granit steckt, wobei in beiden die gleichen Ganggesteine auftreten. Eine regional-petrographische Neuuntersuchung des ganzen Granitgebietes erweist sich als eine dringende geologische Aufgabe nächster Zeit.

Tektonisch von Wichtigkeit war die durch die guten Aufschlüsse in den Stollen ermöglichte Feststellung der zahlreichen Störungszonen, die, von Myloniten begleitet, beide Granite und ihre Abarten in nordwest-südöstlicher Richtung durchziehen, wobei sie mehr oder minder steil gegen NO fallen.

Ihre Zugehörigkeit zu einem großen System von Störungen, zu welchen auch die randlichen Überschiebungen und der Pfahl zu rechnen sind, ist für das regionale Bild von Bedeutung.

Literaturhinweise.

1. Cloos H. Das Batholithenproblem, Berlin 1923. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. I., II. Geol. Rundschau 1923.
2. Commenda H. Materialien zur Orographie und Geognosie des Mühlviertels. Ber. d. Mus. Fr. Carol. Linz 1884. (Dort auch die ältere Literatur.)
Materialien zur Geognosie von Oberösterreich. 58. Jahresber. d. Mus. Fr. Carol. Linz 1900.
3. Graber V. H. Geomorphologische Studien aus dem österreichischen Mühlviertel. Petermanns Geographische Mitteilungen 1902.
4. Köhler A. Eine Bemerkung über Pfahlschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verh. d. Geol. B. A. 1924.
5. Krumbeck L. Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Verh. d. Geol. B. A. 1923.
6. Petraschek W. Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Jahresher. d. Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. 11, 1922.
7. Till A. Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell. Verh. d. Geol. R. A. 1913.

Inhalt.

- I. Einleitung.
- II. Geologisch-petrographische Skizze der Stollengebiete.
 - A. Die Aufschlüsse des Druckstollens Partenstein.
 1. Die Gesteine.
 2. Die Störungszonen.
 3. Die Klüftung.
Technisch-geologische Bemerkungen zum Bau des Druckstollens Partenstein von Ing. G. Beurle.
 - B. Die Aufschlüsse beim Stollenbau des Rannawerkes.
 1. Gesteinsbeschaffenheit.
 2. Störungszonen und Klüfte.
- III. Zusammenfassung.

Profil des Druckstollens Partenstein.

Stollen-
beginn.

Mühl-
übergang.

Fenster I.

Gesteins-
grenze.



N



Schacht.

Fenster II.

Gesteins-
grenze.



S

0 2 4 6 8 10 m

Höhe.



0 1 2 3 4 500 m

Länge.

Zeichenerklärung. Unregelmäßig gestrichelt — Grobporphyrischer Granit. Punkte — Plöckinger Granit. Dicke schwarze Striche — Lamprophyrische Ganggesteine. Parallele dünne Striche. — Aplite und Pegmatite. Gestrichelte Gerade — Zonen stärkerer Zerklüftung und z. T. Verschieferung. Gekrenzte Linien — Zertrümmerungszonen.

Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes.

Von **O. Ampferer** und **H. Ascher**.

Mit 1 geologischen Karte 1 : 25.000, 1 Stollenprofil 1 : 200, 2 Sperrenplänen, 1 Schaubild des Stollenabflusses, 27 Zeichnungen und 12 Photographien (Tafel III—X).

O. A. Einleitung und geologische Grundlagen.

Die geologischen Aufnahmen und Untersuchungen, welche teils als Vorarbeiten, teils als Mitarbeiten beim Bau des Spullerseewerkes von mir im Auftrag des Elektrisierungsamtes der Bundesbahnen zur Ausführung gelangten, erstrecken sich über den langen Zeitraum von 1908 bis 1925.

Die Verteilung derselben ist allerdings eine recht ungleichmäßige, insofern als nach den ersten Arbeiten in den Jahren 1908—1909 eine Pause bis zum Frühjahr 1919 eingeschaltet liegt.

Von dort ab schließen sich die Aufnahmen und Begehungen dichter aneinander und ich stand durch meinen Freund, Herrn Baurat Ing. Hans Ascher, fortlaufend mit den neuen Befunden beim Fortschritt des Baues in Fühlung.

Ich möchte diese Gelegenheit nicht vorübergehen lassen, ohne ihm noch besonders für seine unermüdliche Aufmerksamkeit zu danken. Ohne diese eindringliche und verständnisvolle Teilnahme wäre es unmöglich gewesen, Stollenprofile und Pläne der Sperrenfundamente von derartig feinem Detail zu erhalten. Sie sind ausschließlich sein Werk und sein Verdienst. Die Mittel für die Drucklegung derselben verdanken wir dem Entgegenkommen der Direktion des Elektrisierungsamtes unserer Bundesbahnen, Herrn Sektionschef Ing. Dittes und Herrn Ministerialrat Ing. Schnürer, weiter jenem der Bauunternehmung Innerebner und Mayr in Innsbruck, welche das großartige Bauwerk in mustergültiger Form zur Ausführung brachte, und endlich der Mithilfe von Herrn Ministerialrat Dr. Ing. M. Pernt. Ihnen gebührt nicht nur unser, sondern auch der Leser Dank, weil sie es ermöglicht haben, daß die hier vorgelegten Ergebnisse in einer guten Ausstattung allgemein zugänglich und benützlich geworden sind.

Es wäre ungerecht, in diesem Zusammenhang nicht auch der vielen wertvollen Unterstützungen dankbar zu gedenken, durch welche unsere geologischen Arbeiten hier von den Herrn Ministerialräten Ing. Kargel, Dr. Ing. M. Pernt und Ing. M. Singer gefördert worden sind.

Wenn diese Herren auch heute dem Elektrisierungsamte nicht mehr angehören, so bleibt ihr Wirken doch engstens mit der Entstehung und Ausführung des Spullerseewerkes verbunden.

Insbesondere gilt dies für Herrn Ministerialrat Dr. Ing. M. Pernt, welcher nicht nur für die geologische Bearbeitung des Spullerseewerkes, sondern auch für diejenige der meisten anderen Projekte der Großkraftwerke im Bereiche des Nordabfalles unserer Alpen von Anfang an mit seltener Einsicht und Energie gesorgt hat. Auch das Zustaudekommen dieser Arbeit ist zum großen Teil nur seiner wissenschaftlichen Interessiertheit und wirklichen Hilfsbereitschaft zu verdanken.

Das Spullerseewerk hegt in Vorarlberg auf der Nordseite des Klostersales noch ganz im Bereiche der nördlichen Kalkalpen. Es sammelt die Zuflüsse des 1795 *m* hoch gelegenen und bis 1825 *m* gestauten Spullersees, führt dieselben durch einen zirka 2 *km* langen Druckstollen zum Wasserschloß am Grafenspitzzhang und von dort in zwei Rohrsträngen zum Krafthaus, welches unmittelbar unter der Eisenbahnstation Danöfen gelegen ist.

Über die technische Ausführung des Baues sind wir vor allem durch eine Reihe von Vorträgen und Aufsätzen unterrichtet, die Herr Sektionschef Ing. Dittes zumeist in der Zeitschrift des Ingenieur- und Architektenvereines in Wien veröffentlicht hat.

Die geologische Literatur ist recht geringfügig.

Von den alten Arbeiten ist jene von F. v. Richthofen über die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol noch heute brauchbar.

Die ganzen Neuaufnahmen und Revisionen von seiten unserer Anstalt durch M. Vaceck sind leider unfertig und unbenutzbar geblieben. Meine Neuaufnahme von Blatt „Stuben“ ist noch nicht zum Abschluß gekommen.

Ein Vortrag von Baurat Ascher über die geologischen Verhältnisse des Spullerseewerkes, welchen er am 13. März 1924 im Wiener Ingenieur- und Architektenverein hielt und wo er zum erstenmal das große Stollenprofil 1:200 vorlegte, ist nicht veröffentlicht worden.

So erscheint bei dem reichen gesammelten Material eine kurze geologische Berichterstattung wohl als begründet und gewiß nicht überflüssig.

Über die Schichtenfolge unseres Gebietes enthalten meine Arbeiten über das Gerüst der Lechtaler Alpen und über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen eine Zusammenstellung der wichtigsten Angaben. Sie wurden zwar hauptsächlich in dem östlich anschließenden Gebirge gewonnen, gelten aber mit geringen Abweichungen auch für das Gebiet des Spullersees.

Ich verweise hier auf diese Arbeiten und wiederhole nur soviel als zum Verständnis dieser Arbeit geboten erscheint.

Die Kalkalpen Vorarlbergs stoßen längs einer steil aufgerichteten Schubfläche unmittelbar an die kristallinen Schiefer der Silvretta-Gruppe.

Diese Grenze, an welcher sich mächtige Verschiebungen großer Gebirgsmassen vollzogen haben, ist südlich vom Spullersee unter dem Schutt des Klostersales begraben, tritt aber östlich im Gebiete des Arlbergs, westlich in jenem der Davenna-Gruppe aus ihrer Verhüllung hervor.

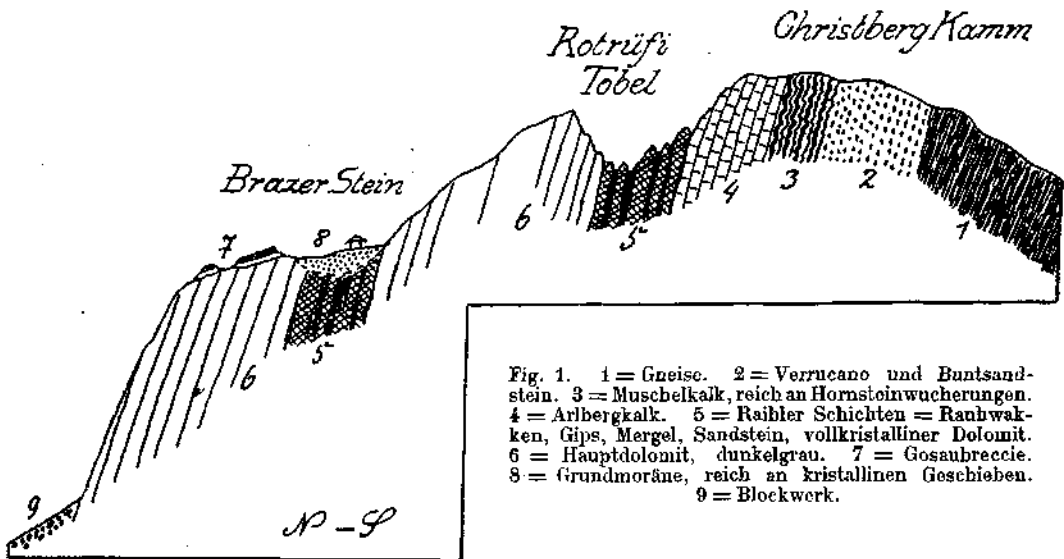
Fig. 1 zeigt einen Schnitt durch den östlichen Teil der Davenna-Gruppe, welcher sich ebenso durch gute Aufschlüsse wie einfache

Lagerungsformen auszeichnet. Zwischen den Gneisen der Silvretta und dem Verrucano-Buntsandsteinzug fehlt hier eine sehr mächtige Schichtgruppe, nämlich der Quarzphyllit mit seinen verschiedenartigen Einschaltungen, welcher ostwärts vom Arlberg noch eine breite Entfaltung zeigt und von W. Hammer in diesem Jahrbuch eingehend beschrieben wurde.

Verrucano und Buntsandstein sind hier die ältesten Schichtglieder der nördlichen Kalkalpen.

Während es kaum zweifelhaft ist, daß der Buntsandstein den weiter östlich auftretenden fossilführenden Werfener Schichten voll entspricht und die Basis der Triasablagerungen bildet, ist die Stellung des Verrucano als permische Schichtgruppe nicht ebenso sicher.

Verrucano und Buntsandstein gehören enge zusammen und sind auf einer Karte nur schwer zu trennen. Im allgemeinen nehmen aber



die gröber klastischen Ablagerungen des Verrucano die tieferen und die feinsandigen, tonschiefrigen des Buntsandsteins die oberen Lagen ein.

Der Verrucano besteht aus roten, grünen bis gelblichen Breccien und Konglomeraten, aus denen vor allem rötliche Quarze, dann rote und graue, violette Schiefer sowie graue und gelbliche Dolomite in die Augen springen.

Vielfach ist an seinem Aufbau auch eruptives Material von Quarzporphyr und Quarzporphyruffen beteiligt. Neben den groben bunten Breccien (vielfach als Mühlsteine und Bausteine verwendet) finden sich auch feinere Arkosen und bunte Serizitschiefer.

Im Verbande des Verrucano treten weiter auch graue, gelbliche, weißliche, sehr harte Quarzite auf, die sich als stark gepreßte Aggregate von Quarzkörnern erweisen, welche oft plattgedrückt und innigst miteinander verzahnt sind.

Der Hügel — P. 1007 m — unterhalb des Krafthauses an der Reichsstraße besteht aus solchen Quarziten. Charakteristisch für den

Verrucano ist endlich dessen verbreitete Vererzung (Fahlerz-Kupferkies-Schwefelkies-Spateisenstein-Baryt).

Der Buntsandstein, durch Übergänge, Verfaltung und Verschuppung mit dem Verrucano verknüpft, besteht vor allem aus feinerkörnigen roten, grünen, weißlichen Quarzsandsteinen und bunten, feinschichtigen, meist glimmerarmen Tonschiefern.

Die Quarzsandsteine sind lockerer gebunden und weniger gepreßt als die älteren Quarzite, auch die Tonschiefer tragen eine geringere Metamorphose zur Schau und Serizitschiefer fehlen.

Im Hangenden des Buntsandsteins ist ziemlich regelmäßig eine Zone von grellgelben Rauhdecken eingeschaltet.

Die quarzreichen, lebhaft gefärbten Sandsteine des Buntsandsteins finden in den nun folgenden weiteren Triasablagerungen keinerlei ähnliche Wiederholung mehr.

An ihre Stelle treten über den erwähnten Rauhdecken zunächst die hornsteinreichen Kalklagen des Muschelkalks, die Tonschiefermassen der Partnachsichten und die Kalk- und Dolomitmassen der Arlbergschichten.

Diese Schichtgruppe baut die unteren steilen Nordhänge des Klostersales auf und ist an der Flexenpaßstraße oberhalb von Stuben gut aufgeschlossen und bequem zugänglich. Der Muschelkalk stellt eine Folge von festen, meist dunkelgefärbten, oft blauschwarzen, wohlgeschichteten Kalkplatten mit dünneren Zwischenschaltungen von grauen bis grünen Mergellagen und Mergelhäuten vor. Charakteristische Bestandteile bilden bald gröber, bald feiner knollige, wulstige Kalke, Kalke mit rundbuckeligen, mergelhäutigen Schichtflächen und Kalke mit dunklen Hornsteinknauern. Nicht selten sind Bänke von Krinoidenkalken eingefügt.

Die starken, knolligen, wegen ihrer Mergelhäute leicht ablösbaren Kalkplatten des Muschelkalks finden als Bausteine, Stufen und Abwehrsteine an den Straßen vielfache Verwendung.

Im Hangenden geht der Muschelkalk durch Aufnahme von immer mächtigeren Tonschieferlagen in die Partnachsichten über. In den Partnachsichten herrschen die Tonschiefer vor und die Kalklagen treten zurück.

Die mattschwarzen, dünnspaltigen Tonschiefer sind kreuz und quer von weiß ausgeheilten Klüften durchrissen. Infolge von Durchschieferung zerfallen sie häufig zu schmalen, langen, spitzigen Griffeln.

Durch die Verwitterung werden die festen Kalklagen zwischen den abbröckelnden Schieferlagen herauspräpariert und treten dann als kühngezackte Mauern und Zinnen zwischen tiefen schwarzen Furchen romantisch wild hervor.

In den Partnachsichten des Mason Tobels bei Braz wurden von Skuphos die einzigen aus diesen Schichten bisher bekannten Saurierreste — Parthanosaurus Zitteli und Microleptosaurus Schlosseri — aufgefunden.

Die Partnachsichten liefern bei der Verwitterung tonreiche Böden, auf denen im Klostersal mit Vorliebe Laubwald sich ansiedelt.

Die über den Partnachsichten folgenden Arlbergschichten sind mit ihnen ebenfalls durch Wechsellagerung und Übergänge enge verbunden.

Über den Aufbau dieser Schichtfolge gibt das Profil Fig. 2 einige Auskunft, das längs des Weges von Klösterle zum Spullersee durch den Wäldi Tobel gezogen ist. Die Arlbergschichten entsprechen dem Wettersteinkalk der östlicheren Alpen. Während aber dieser aus einer ganz einheitlichen lichtgefärbten Kalk-, seltener Dolomitmasse besteht, haben wir in den Arlbergschichten einen unruhigen Wechsel von Kalk- und Dolomitbänken, Mergellagen und Streifen von Rauhdecken.

Sie verwittern zu rauen, wildschluchtigen Hängen ohne einheitliche Struktur. Über den Arlbergschichten stellt sich wieder eine leicht erkennbare charakteristische Formation ein. Es sind die Raibler Schichten, welche in Vorarlberg auch noch durch die Führung von manchmal recht ausgedehnten Gipslagern ausgezeichnet sind.

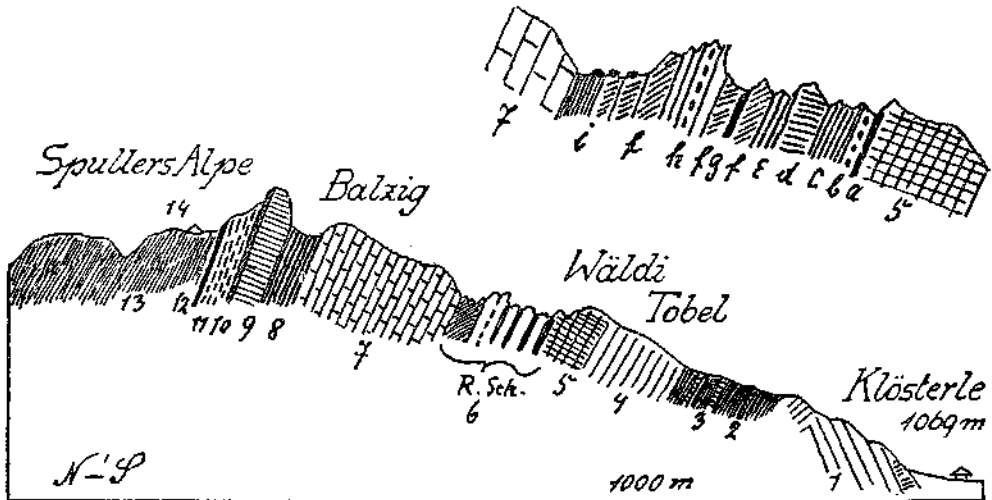


Fig. 2. 1 = Dunkelgrauer splittiger Dolomit mit helleren Kalklagen. 2 = Schwarze Mergel mit gelben Tonlinsen und weißadrigem Kalken. 3 = Schwarze Mergel und dunkle Kalke. 4 = Wechsel von grauen Kalk- und Dolomitbänken — 2 m bis $\frac{1}{2}$ m dicke Lagen. 5 = Dunkelgrauer, nicht bituminöser, hackig splittiger Dolomit. 6 = Raibler Schichten a = Schwarze Mergel, Giiffelschiefer 2–3 m. b = Schwarze, rötlich anwitternde rostige Sandsteine 2–3 m. c = Feste grüngraue rostige Sandsteine 2–3 m, gegen oben schwarze Mergel und weichere Sandsteine 5–6 m. d = Dolomitische Rauhdecke, Mylonit. e = Dunklerer, grüngrauer, rostiger Sandstein 8–10 m. f = Dolomitische Rauhdecke. g = Schwarzer Kalk. h = Hellgrauer Kalk mit dunkelgrauen, runden und ovalen Flecken. i = Gelblichgraue, bräunliche Kalkschiefer und Rauhdecken. Auf ihnen liegt eine kalkalpine Blockmoräne. 7 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 8 = Kössener Schichten. 9 = Oberrätischer Kalk. 10 = Rote Liaskalke. 11 = Fleckenmergel. 12 = Hornsteinkalke, Aptychenkalk. 13 = Kreideschiefer. 14 = Blockmoräne.

Während in den bisher aufgezählten Schichten der Trias deutliche Versteinerungsreste nur recht selten sind, treten dieselben hier in ganzen Bänken felsbildend auf. Fig. 2 gibt einen Querschnitt durch diese Schichtgruppe wieder, welcher allerdings hier kein Gipslager enthält. Dafür tritt ein großes Gipslager gleich östlich von dieser Stelle im Blisadona Tobel zutage. Die Raibler Schichten stellen eine recht bunte Schichtfolge dar. Sandsteine mit Pflanzenresten, Oolithe, Kalke, die aus Muschelschalentrümmern bestehen, verschiedenartige Mergel, Dolomite, Rauhdecken und Gips sind ihre Hauptbestandteile.

Charakteristisch sind die Sandsteine (Lunzer Schichten) mit Pflanzenresten, die Oolithe (Sphaerocodienbänke) und die Muschelbreccien mit Ostreen und Carditen.

Sie verwittern vorzüglich zu tiefen wilden Runsen. Einer solchen Runse folgt auch auf eine längere Strecke der Abfluß des Spuller-

sees, der Spreubach, während derselbe darüber und darunter die Schichten quer durchbricht.

Die dolomitischen Rauhwacken vermitteln den Übergang der Raibler Schichten zu dem darauffolgenden jüngeren Hauptdolomit. Der Hauptdolomit bildet in den Nordalpen nicht nur ein sehr mächtiges, sondern vor allem auch ein sehr gleichmäßiges und einheitliches Schichtglied. Infolgedessen ist sein Einfluß auf den Verlauf der Tektonik ein bestimmender. An seinen riesigen gleichmütigen Massen beruhigen und vereinfachen sich auch die kühnsten Faltenentwürfe.

Wie schon sein Name angibt, haben wir hier eine Riesenfolge von wohlgeschichteten, bald heller, bald dunkler grauen oder bräunlichen Dolomitlagen vor uns. Der Magnesiagehalt ist ein ziemlich schwankender, so daß man einzelne Lagen als kalkigen Dolomit oder als dolomitische Kalke bezeichnen muß. Mergelige Einschaltungen treten bis auf dünne Fugen zurück. An ihrer Stelle findet man kalkige bituminöse Lagen, die aber in unserem Gebiete keine stärkere Entwicklung gewinnen. Durch den Wechsel von helleren und dunkleren Schichten gewinnen die Hauptdolomithänge manchmal ein streifiges Aussehen.

Die dichten bis kristallinen Dolomite erhalten bei der Verwitterung sandigraue Flächen und zerfallen leicht in würfelige Stücke.

An Stellen starker innerer Zertrümmerung geht häufig die Schichtung verloren. Es gibt aber auch Gebiete mit wohlerkennbarer Schichtung, die dennoch ganz zertrümmertes Material besitzen. Solche Mylonite mit erhaltener Schichtung stehen z. B. an dem Abfall der Grafenspitze gegen die Weißbrüfi an und bereiten dem Stollenbau erhebliche Schwierigkeiten. Außer solchen tektonisch begründeten Mylonitzonen kommen aber auch gar nicht selten offenbar sedimentäre Breccien in einzelnen Schichtlagen vor.

Der Hauptdolomit zeigt im Hochgebirge schroffe, wild zerrissene Formen und ist der Lieferant der meisten und größten Schutthalden.

Dies zeigt sich sehr schön am Südhang des Dürrenbergs, über welchen die Druckrohrleitung zum Krafthaus herableitet.

Der ganze untere Gebirgshang bis etwa 1500 m Höhe besteht hier aus einem mächtigen Schuttkegel, der überwiegend aus Hauptdolomitmaterial zusammengesetzt ist.

Die Dicke des Schuttkegels dürfte im untersten Teil wohl weit über 100 m betragen und war mit ein Grund, das Projekt eines Druckschachtes hier fallenzulassen.

Im Hangenden des Hauptdolomits stellen sich dunkle wohlgeschichtete Kalklagen ein, welche gewöhnlich als Plattenkalk bezeichnet werden.

Während der Hauptdolomit so gut wie fossilieer zu sein pflegt, sind auf den Schichtflächen des Plattenkalks ziemlich häufig kleine Schnecken-schalen zu erkennen.

Von weitem grenzt sich der Plattenkalk gegen den Hauptdolomit durch weichere Formen und bessere Bewachsung ab.

Der Plattenkalk bildet auch das vermittelnde Zwischenglied zwischen den riesigen, starren Hauptdolomitmassen und den darüber angeordneten weichen, milden Kössener Schichten. Fig. 3 bringt ein Profil durch die Kössener Schichten, welches an dem Berghang unmittelbar östlich von

der südlichen Sperre des Spullersees von mir und Ascher aufgenommen und ausgemessen worden ist.

Weiche, meist feinblättrige Mergel mit zwischengeschalteten Kalklagen bauen in vielfacher Wiederholung diese dunkelfarbige Schichtzone auf. Lagen, die ganz aus Muschelbreccien bestehen, sowie Bänke mit Korallen sind häufig und bezeichnend.

Sandsteine, Dolomite oder Rauhwacken fehlen hier vollständig.

Die Verwitterung greift tief in diese weichen Schichtkörper hinein. Im Steilanschnitt entstehen dann jähe schwarze Runsen mit vorstehenden Felsbrettern, im Flachanschnitt aber bilden sich quellreiche, gut bewachsene Stufen und Weideböden.

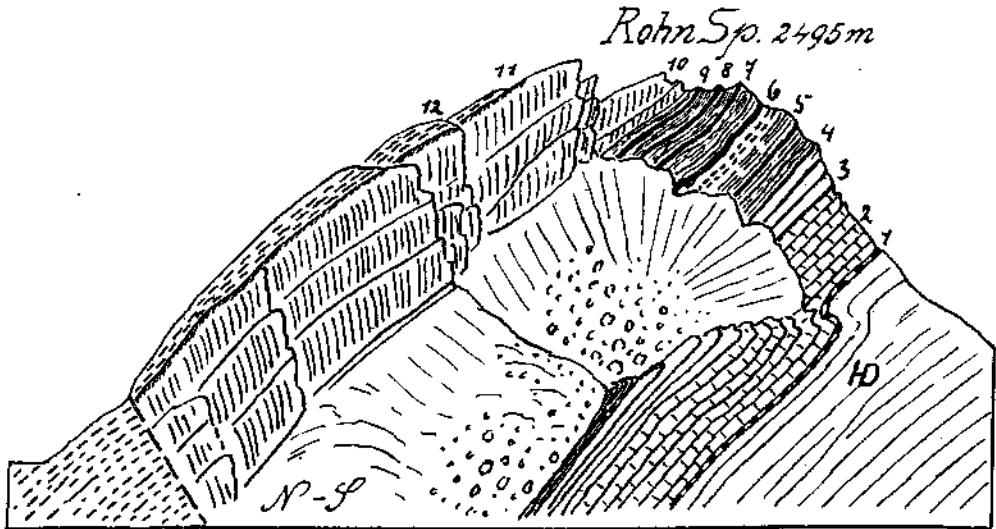


Fig. 3. HD = Hauptdolomit. 1 = Breccie aus feinen Dolomitstückchen $1\frac{1}{2}$ bis 2 m. 2 = Plattenkalke. 3 = Kalke mit einzelnen schmalen feinblättrigen schwarzen Tonschiefern. 4 = Schwarze dünnblättrige Tonschiefer, dunkle kristalline Kalke, Muschelbreccien bis 15 m; dichte schwarze Kalke bis 5 m; Tonschiefer mit einzelnen dunklen Kalklagen, Muschelbreccien bis 21 m; dunkle Kalke und Muschelbreccien bis 6 m; feine schwarze Tonschiefer mit schmalen Kalklagen bis 21 m; Kalklage bis 1 m; Tonschiefer bis 4 m. 5 = Drei gelb anwitternde Kalklagen mit dunklem Tonschiefer bis 15 m; Dachschiefer und Glanzschiefer bis 5 m. 6 = Rauher, weißadriger Kalk mit gelben Verwitterungsflecken bis 5 m; Tonschiefer, Kalke, Muschelbreccien bis 15 m; Tonschiefer, auffallend stark druckgeschiefert bis 20 m. 7 = Dunkle Kalke und Muschelbreccien bis 14 m; schmutzig, gelbgraue Fleckenmergel bis 10 m. 8 = Schwarze Kalke bis 3 m; gelblichgraue Fleckenmergel bis 12 m. 9 = Dicke graue Kalklagen bis 8 m; gelblichgraue, schmutzfarbene Mergel bis 8 m. 10 = Lage von grauem Kalk mit gelblichgrauen Bändern; Oberrätische Kalke. 11 = Rotgelbe Liuskalke. 12 = Hornsteinreiche Fleckenmergel.

Durch die Verbindung der feinblättrigen, schmiegsamen Mergel mit nur vereinzelt Kalklagen stellen die Kössener Schichten ein ungemein leicht und gut faltbares Material vor. Wir treffen daher in ihrem Bereiche meist einen scharfen Wechsel im Bauplan und das Auftreten eines lebhaften Falten-spieles. Im Hangenden der Kössener Schichten verdichten sich die früher vereinzelt Korallenkalklagen zu einem mächtigen Kalkstockwerk, das gewöhnlich als oberrätischer Kalk (Dachsteinkalk) bezeichnet wird.

Dieses Kalkstockwerk ist auch im Gebiete des Spullersees sehr schön entwickelt und nimmt bereits an Fundament der südlichen Seesperre Anteil.

Die oberrätischen Kalke sind ausgezeichnet durch mächtige, dickbankige Schichtung und glatte, stolze Wandbildung. Diese Wände sind

häufig mit den Anschnitten großer Korallenstücke verziert. Auf den Schichtflächen zeigen sich vielfach die Querschnitte großer Megalodonten und kleinerer Schalenrümmer. Stellenweise, wie z. B. am Gipfel der Wasenwand, sind blaugraue Krinoidenkalke und großoolithische Kalke

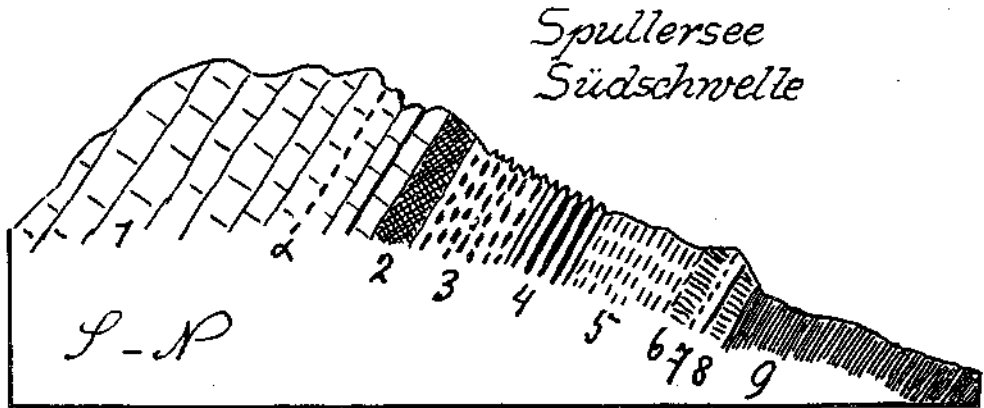


Fig. 4. Spullersee Südschwelle. 1 = Oberrätischer Kalk mit weinroten und grünen Mergellagen. 2 = Lettenfuge mit tektonischer Reibungsbreccie. 3 = Rote, knollige Liaskalke mit Ammoniten und Belemniten. 4 = Graue Kalke mit dunklen Hornsteinbändern, die gelb, zackig verwittern und wie Zäune vorragen. 5 = Die Hornsteine treten zurück und es wechseln die grauen Kalke mit dunklen Mergeln — die Kalke wittern in Rinnen tiefer als die Mergel. 6 = Typische Fleckenmergel, dunkelgrau mit dunkleren Flecken, gelblichgraue Verwitterung. 7 = Hellergraue feste Kalke mit vielen Querklüften, weiß kalziert. 8 = Spuren von roten und grünen Hornsteinen in kleinen Linsen und Putzen. 9 = Mattrotes Kalkband in grauen Kalk übergehend. 9 = Tiefschwarze Kreidemergel.

eingelagert. Während in den Gebirgsanschnitten diese Kalkmasse als recht einheitlich und arm an zwischengelagerten Mergeln erscheint, haben die tiefen Aufschlüsse des Druckstollens gezeigt, daß dieselbe

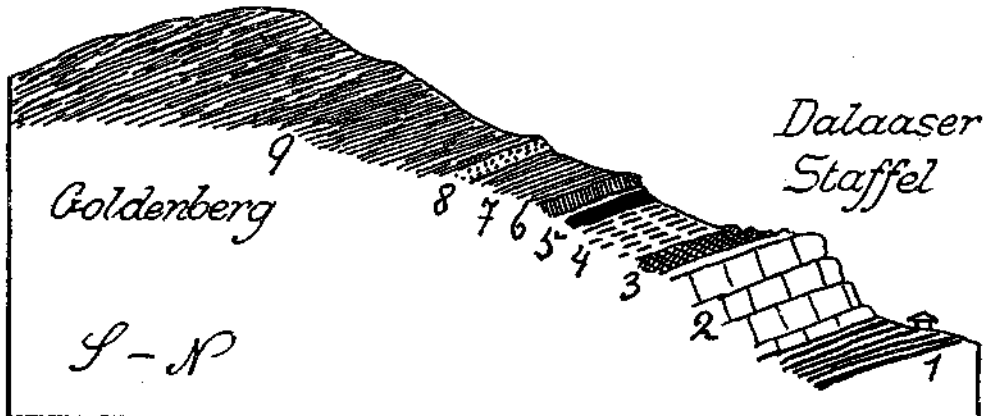


Fig. 5. Dalaaser Staffel. 1 = Kössener Schichten. 2 = Oberrätische Kalke. 3 = Rote Liaskalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Rote und grüne Hornsteinkalke. 6 = Graue und rote Tithonäskalke. 7 = Hornsteinwucherkalke. 8 = Kalkhornsteinbreccien mit vielen schwarzen Fischzähnen. 9 = Kreideschiefer — milde Seidenschiefer — Sandsteine, Breccien.

wenigstens örtlich geradezu reich an Einschaltungen von violett bis weinroten — seltener ölgrünen — schwarzen, dünnschiefriigen Mergelbändern sein kann. Im Hangenden der oberrätischen Kalke treten, streng damit verbunden, gelbliche bis rötliche, seltener graue, schöne Kalke auf, welche bereits dem Lias zugehören und nicht selten Ammoniten und Belemniten enthalten.

Zwischen der Ablagerung der oberrätischen Kalke und jener der Liaskalke ist aber trotz ihrer vollkommenen Verwachsung eine Unterbrechung der Sedimentation eingetreten.

Mit den bunten Liaskalken verlassen wir im Spullerseegebiete das Herrschgebiet der Kalke.

Weiter aufwärts überwiegen im Schichtgebäude immer mehr die mergeligen und schiefrigen Ablagerungen.

Die bunten Liaskalke gehen nach oben in die Serie der Liasfleckenmergel oder Allgäuschiefer über.

Wie Fig. 4 und weiter Fig. 5 und 6 ergeben, sind die unteren Lagen dieser Schichtfolge ziemlich reich mit Hornsteinen ausgestattet, welche bei der Verwitterung schroff hervortreten.

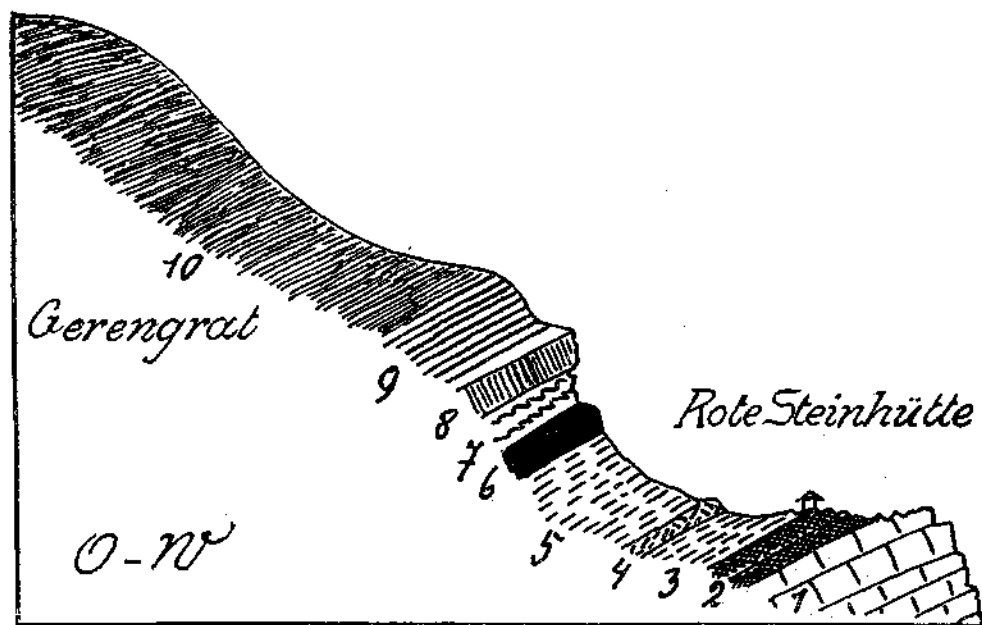


Fig. 6. Gerengrat. 1 = Oberrätischer Kalk. 2 = Rote ammonitenreiche Liaskalke, viele Belemniten, durchbewegt. 3 = Grauer Bräccienkalk, spätig, graue Hornsteinwüchserungen. 4 = Fleckenmergel. 5 = Grüne wohlgeschichtete Hornsteinkalke. 6 = Rote wohlgeschichtete Hornsteinkalke. 7 = Rote knollige, flaserige Tithonkalke. 8 = Graue Kalke mit einem dünnen mattroten Band. 9 = Festere Kreideschiefer. 10 = Weichere Kreideschiefer.

Erst allmählich gehen daraus die eigentlichen Fleckenmergel, graue, gelblich verwitternde, mergelige Kalke, kalkige Mergel hervor, welche im frischen Bruch die charakteristischen dunklereu Flecken aufweisen.

Diese ganze Schichtgruppe führt an Versteinerungen vor allem Ammoniten, Belemniten und Inoceramen. Im Hangenden der Liasfleckenmergel stellt sich eine Zone von oberjurasischen Gesteinen ein, welche bei ungestörter Entwicklung von unten nach oben von grünen und roten wohlgeschichteten Hornsteinkalken, roten, knolligen, flaserigen und grauen, rotgebänderten Tithonkalken aufgebaut sind. Die Tithonkalke haben sich am benachbarten Flexenpaß als ziemlich fossilführend erwiesen. Während wir bisher in dem ganzen mächtigen Schichtenstoß vom Buntsandstein bis zum Tithon keine größere Schichtlücke, sondern ziemlich ununterbrochene Meeresablagerungen übereinander gefunden haben, hört dies mit Ende der Jurazeit auf und wir stehen vor einer

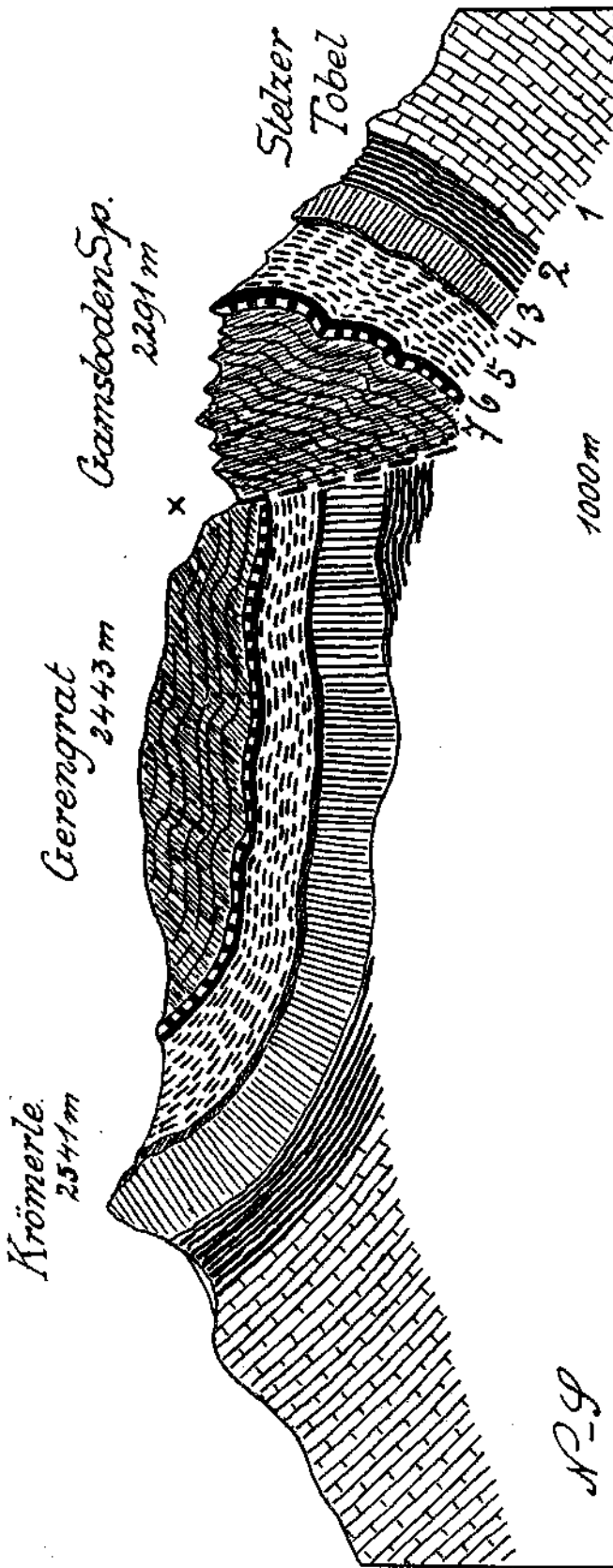


Fig. 7. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberjüdischer Kalk. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergelerde. 6 = Hornsteinkalke. 7 = Kreidestiefer. X = Formaninverwertung.

großen Schichtlücke. Es fehlen die Ablagerungen der unteren und wohl auch eines großen Teiles der mittleren Kreide.

Mit einer weiten Transgression, welche z. B. zu beiden Seiten des Flexenpasses prachtvoll zu sehen ist, breiten sich über das offenbar nur flach eingeschnittene Landrelief nun die sogenannten Kreidestiefer aus, welche für das Spullersee- und Seewerk von entscheidender Bedeutung wurden, da sie allein die Abdichtung des Seebeckens bewirken.

Die Transgression dieser Kreidestiefer, welche wohl zum großen Teil den Zenomansschichten angehören, ist vielfach so flach, daß man von einer Paralleltransgression sprechen kann. Auf den Profilen, Fig. 4—5—6, tritt diese Parallellage zum Oberjura deutlich hervor. An anderen Stellen erkennt man aber deutlich eine beträchtliche Abtragung. An solchen Stellen beginnen dann auch die Kreidestiefer mit kalkig verkitteten Breccien, in welchen das Bindemittel an Masse die eingeschlossenen Gesteinsstücke überwiegt.

Auf den Verwitterungsflächen dieser

eigenartigen Kalkbreccie sind ziemlich häufig kleine schwarze Fischzähne freigelegt. Zudem ist dieses Gestein reich an Foraminiferen.

Die Hauptgesteinsmasse der Kreideschiefer besteht aber aus tiefschwarzen Mergeln, aus sandigen Mergeln, Sandsteinen, Breccien, seidenglänzenden feinen Schiefen.

Diese Schichtfolge erreicht, wie Fig. 7 zeigt, eine beträchtliche Mächtigkeit, wobei zu bedenken ist, daß wir ihren oberen natürlichen Abschluß nirgends kennen. Da sie in unserem Gebiete nur in tieferen Mulden oder unter Schubmassen noch erhalten sind, wissen wir weder wie mächtig sie eigentlich waren, noch ob darüber noch jüngere, vielleicht schon tertiäre Schichten jemals zum Absatz gekommen sind.

An zwei Stellen haben sich in der Nachbarschaft noch Ablagerungen gefunden, die man mit einiger Wahrscheinlichkeit den sogenannten Gosauschichten zuweisen kann.

Es sind dies Breccien und Konglomerate aus Hauptdolomit, von denen der eine Rest am Gipfel der Valluga, der andere,

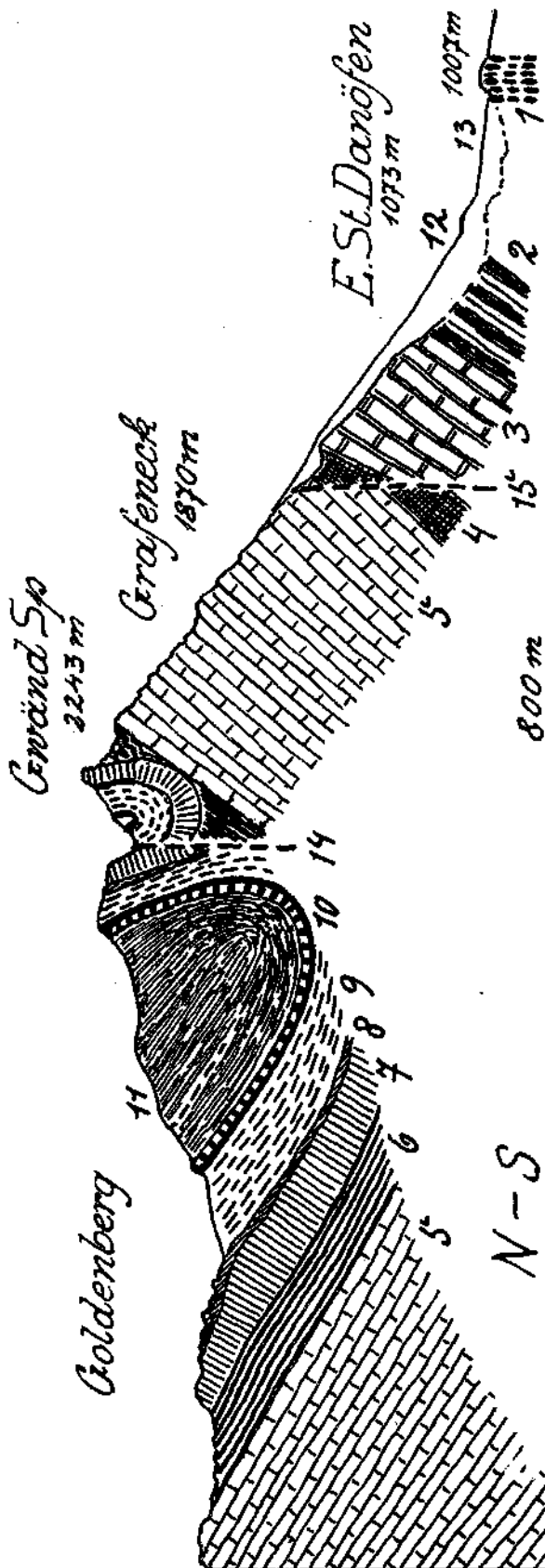


Fig. 8. 1 = Weißlicher, hellgrauer Quarzit. 2 = Tonschiefer und Kalke der Partnach Schichten. 3 = Kalk- und Dolomittagen der Arlberg-Schichten. 4 = Mergel, Leiten-Kalkschiefer, dunkle Kalke, Raubwacken-Kalibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Kässener Schichten. 7 = Oberer Kalk. 8 = Rote Liaskalke. 9 = Fleckenmergel. 10 = Hornsteinkalke - Tithonkalke. 11 = Kreideschiefer. 12 = Mächtiger, wahrscheinlich interglazialer Schuttkegel. 13 = Schuttkegel des Spreunach-Tobels. 14 = Foraminiferenverwerfung. 15 = Kleinere Verwerfung.

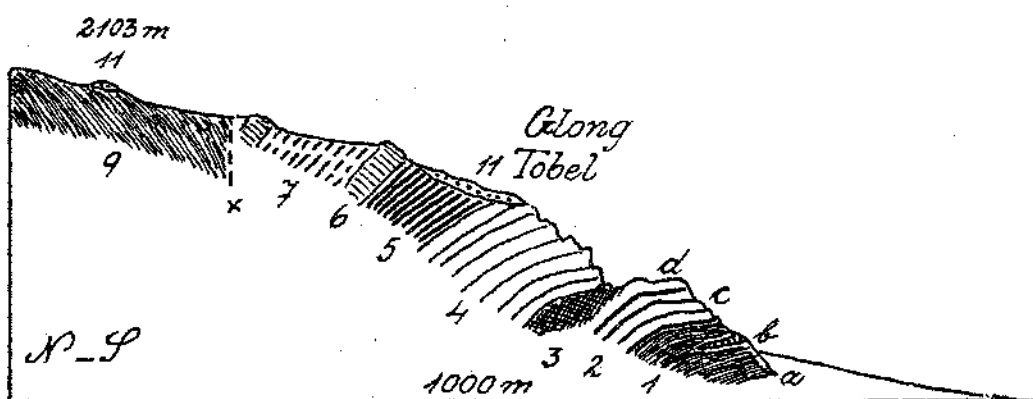
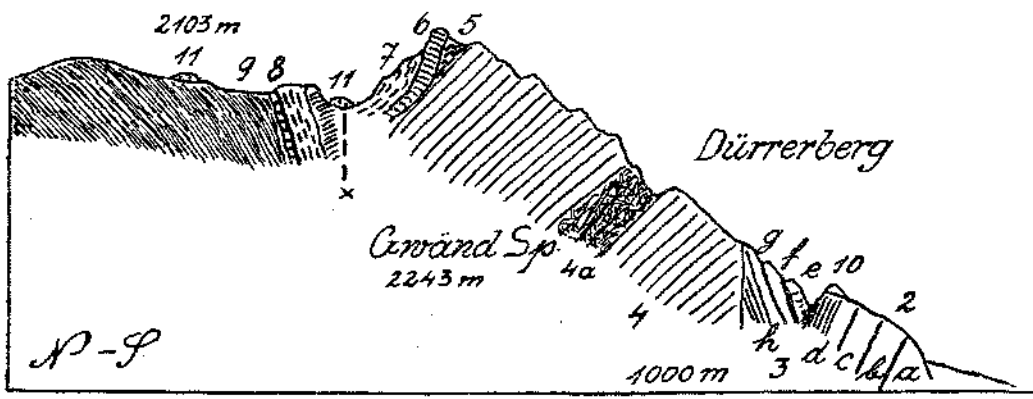
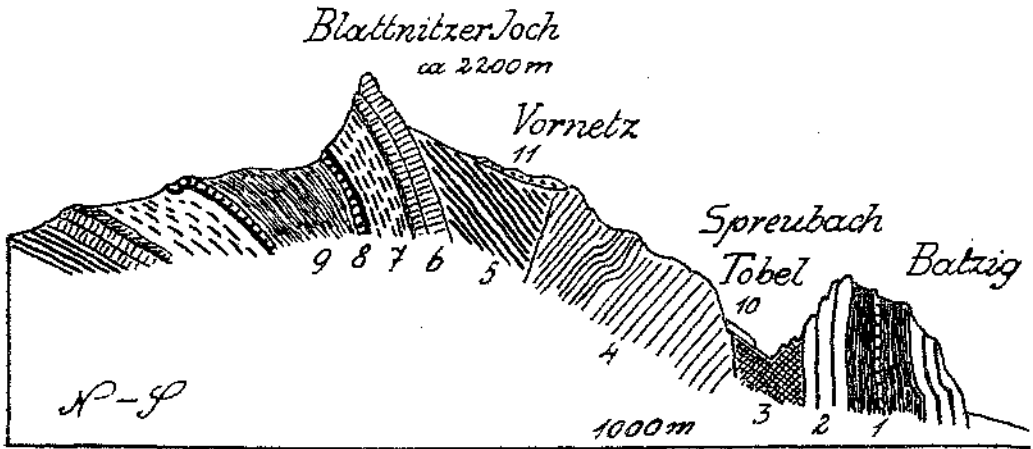


Fig. 9. Spreubach Tobel. 1 = Tonschiefer, Mergel und Kalklagen der Partnach-Schichten. 2 = Dunkle, dickbankige Kalke mit Tonschieferfugen - Arlberg-Kalke. 3 = Raibler Schichten - Rauhwacken, Dolomitmylonit, Sandsteine. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätische Kalke mit Liasband. 7 = Fleckenmergel. 8 = Hornsteinkalke, Tithonkalke. 9 = Kreideschiefer. 10 = Rest einer Gehängebreccie. 11 = Blockmoränen.

Dürrer Berg. 2 = Arlberg-Schichten. a = Fester, grauer, ungeschichteter Kalk. b = Tonschieferlage 4-5 m; c = Dunklere geschichtete Kalke. d = Schwarze, feste, wohl geschichtete Kalke. 3 = Raibler Schichten e = Dunkler kristalliner Kalk. f = Tonschieferlagen. g = Dunkle Kalke. h = dunkle, schwarze, geschichtete Kalke. 4 = Hauptdolomit. 4a = Mylonitzone. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätischer Kalk. 7 = Fleckenmergel. 8 = Hornstein- und Tithonkalke. 9 = Kreideschiefer. 10 = Rest eines alten Schuttkegels aus Hauptdolomit. 11 = Moränenwall.

Glong Tobel. 1 = Partnach-Schichten a = Dünn-schichtige, schwärzliche Tonschiefer. b = Helle und dunkle graue Kalklagen. 2 = Arlberg-Schichten c = Wechsel von Kalk- und Tonschieferlagen. d = Dünne dunkle Kalke und Tonschiefer. 3 = Raibler Schichten, zirka 20 m Gips - rötliche, dünne Kalkschiefer - Dolomitmylonit. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätischer Kalk. 7 = Fleckenmergel. 9 = Kreideschiefer. 11 = Moränenwall. x = Formarinverwerfung.

wie Fig. 1 angibt, auf der Stufe des Brazersteins erhalten liegt. Diese Schichtreste kann man am wahrscheinlichsten als Ausläufer jenes langen Zuges von Oberkreideablagerungen auffassen, der vom Muttekopf über Stans — Eisenspitze — Valluga bis zur Davenna zu verfolgen ist. Damit ist der Vorrat an Meeressedimenten erschöpft. Was noch an jüngeren Ablagerungen hier vorhanden ist, gehört anschnließlich zu den Landablagerungen. Ihr Vorrat ist ziemlich gering und von ganz jungem Alter.

Es kommen dabei Ablagerungen der Gletscher, Gehänge- und Bachschutt sowie Seeablagerungen in Betracht.

Am ausgedehntesten und mächtigsten sind die Hang- und Bachschuttkegel.

Der große Schuttkegel des Dürrenbergs ist schon bei der Beschreibung des Hauptdolomits erwähnt worden.

Er dürfte wohl interglaziales Alter besitzen. Er entspricht ganz dem östlich benachbarten Schuttkegel an der Südseite des Balzig, welcher von dem Spreubachtunnel durchstoßen wird. Ich fand hier zwischen Schuttkegel und Grundgebirge ein kleines Vorkommen von gekritzten Geschieben.

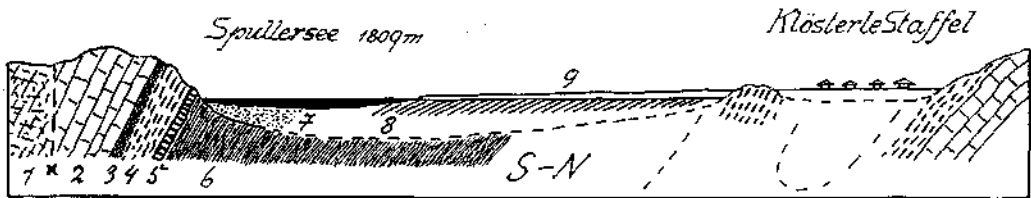


Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Oberrätischer Kalk. 3 = Rote Liaskalke. 4 = Hornsteinkalke — Fleckenmergel. 5 = Tithonkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Blaugrauer, zäher Schlick mit Holzstücken und Knochen. 8 = Feiner sandiger Schutt mit größerem Schutt wechselnd — Deltaschüttung des Seebaches. 9 = Horizontale oder wenig geneigte Bachschuttlagen mit einzelnen unreinen Torfschichten. x = Formarinverwerfung. Der Hohlraum des Seebeckens ist etwas übertrieben tief gezeichnet.

Wenn man diese Erfahrung auf den viel größeren Schuttkegel des Dürrenberges übertragen darf, so würde seine Bildung im wesentlichen eine interglaziale sein, da über die Oberfläche dieses Kegels und die darüber aufragenden Felshänge erratisches Gesteinsmaterial der letzten Eiszeit verbreitet liegt. Es handelt sich dabei vor allem um Blöck von roten Liaskalken, welche nur das Eis hiehergeschleppt haben kann.

Die Mächtigkeit dieses Schuttkegels ist eine große. Durch einen Probestollen von 27 m Länge wurde in zirka 1400 m Höhe der Felsgrund ebensowenig erreicht wie durch einen Stollen von 54 m Länge in zirka 1100 m Höhe oberhalb der Station Danöfen.

Profil Fig. 8 bringt einen Querschnitt durch die Mitte dieses großen Schuttkegels und Fig. 9 einen östlich davon verlaufenden Schnitt.

Hier sieht man auch einen Rest unseres großen Schuttkegels, der durch einen tiefen Seitengraben ganz von seinem Nährgebiet abgetrennt wird.

Der Schuttkegel muß also älter als dieser Graben sein.

Das Material des Schuttkegels besteht vorzüglich aus Hauptdolomit und ist gut nach der Größe und Höhenlage sortiert. Bei dem Probe-

stollen in 1400 m Höhe war die Durchschnittslänge der Bruchstücke nur zirka 2 cm. Reste eines stärker verkitteten Schuttkegels aus derselben Bildungszeit finden sich an der Nordseite des Spreubachtobels.

Durch die künstliche Absenkung des Spullersees wurde ein Einblick in seine Sedimentation eröffnet.

Wie Fig. 10 vorführt, besteht die Seesedimentation hier aus zwei sehr verschiedenen Schuttkörpern. Am Südufer, unmittelbar den prachtvoll geschliffenen Felsen auflagernd, tritt ein feiner, zäher, blaugrauer Schlamm auf, welcher auf die Seespiegelsenkung gleich mit staffelförmigen Abrutschungen antwortete. In diesem Schlamm wurden verschiedene Knochen, darunter eine zirka 2 m lange Geweihstange eines Riesenhirsches, gefunden. Leider ist eine von mir angeregte Durchbohrung dieses Schlamm-lagers nicht zur Ausführung gebracht worden.

An der Nordseite des Spullersees schiebt sich ein großer Schuttkegel herein. Durch die Absenkung blieb dieser Schuttkegel ungestört, wohl aber schnitt sich der Seezufluß in kurzer Zeit ziemlich tief in denselben hinein. Dabei zeigte sich, daß dieser aus feinerem Sand und größerem Schutt bestehende Kegel eine doppelte Struktur besitzt. Der größere, tiefere Teil desselben weist eine normale Deltaschüttung auf, während der obere Teil ganz flach darüber gebreitet erscheint und einzelne unreine Torfstreifen enthält. Was nun die Altersverhältnisse anlangt, so haben wir in dem Feinschlamm offenbar die älteste Ablagerung vor uns, welche unmittelbar auf dem blank ausgeschliffenen Felsboden ruht.

Dies ist um so auffallender, als gleich südlich davon auf der blank geschliffenen Seeschwelle Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und Blöcken größtenteils die Schiffe überdeckte. Ich hatte den Eindruck, daß die Hauptmasse des Schlamm-lagers älter als die letzte Vergletscherung und diese über den Schlamm vorgedrungen ist.

Da aber anderseits die geschliffene Felsoberfläche unter das Schlamm-lager eintaucht, käme man für die Schlamm-bildung auf ein interglaziales Alter.

Wenn das stimmt, so würde der Deltaschutt erst eine postglaziale Zuschüttung des vom Eise wieder freigegebenen Hohlraumes bedeuten.

Die Ablagerungen, welche die Gletscher selbst in diesem Gebiete hinterlassen haben, sind ziemlich bescheiden.

Sie gliedern sich in Grundmoränen, Blockmoränen und erratisches Blockwerk. Die Grundmoränen sind nur spärlich erhalten geblieben. Sehr schön waren dieselben bei der Abdeckung der südlichen und nördlichen Seeschwelle aufgeschlossen.

In der ganzen Umgebung des Spullersees enthalten diese Grundmoränen nur einheimisches kalkalpines Material mit Ausnahme einer Stelle, welche ich im Jahre 1908 auf dem Wege vom Spullersee gegen das oberste Lechtal entdeckte.

Am rot markierten Weg, der von der Dalaaser Staffel am Nordwestfuß des Schaffberges ins Lechtal hinableitet, liegt bei 1640 m eine Grundmoräne, die zahlreiche zentralalpine Gesteine, vor allem Gneise, enthält.

Das Vorkommen ist ganz beschränkt und stellt zwischen den großen, rein kalkalpinen Grundmoränen des obersten Lechtales eine seltene Oase dar.

Es gibt dafür wohl kaum eine andere Deutung, als daß es sich nicht um eine Grundmoräne der letzten Vergletscherung, sondern um eine ältere handelt.

Während bei der letzten Vergletscherung die Eisbewegung vom Spullersee gegen das Klostertal, also von N gegen S gerichtet war, muß bei der älteren Vergletscherung eine Strömung von S gegen N gewesen sein.

An die letzte Vergletscherung waren in unserem Gebiete noch einige Rückzugsstadien angeschlossen.

Einen guten Einblick in ihre Gliederung erhält man, wenn man vom Spullersee dem Alpbach zur Brazer Staffel folgt und von dort in das Hohe Kar nördlich von der Roggalspitze — 2670 *m* — zur Hinteren Wildgrubenspitze — 2756 *m* — emporsteigt.

Unmittelbar vor der Brazer Staffel begegnen wir einem untersten Moränenwall bei zirka 1920 *m* Höhe.

Wesentlich größere Moränenwälle liegen dann zwischen 2000 und 2100 *m*.

In dem Hohen Kar der Hinteren Wildgrube entdecken wir endlich noch drei getrennte Wälle, von denen der oberste bei zirka 2400 *m* am Fuße eines kleinen dauernden Eisfeldes lagert.

Die Längserstreckung dieser fünf Stadien beträgt dabei nur wenig über 2 *km* bei einem Gefälle von zirka 500 *m*.

Der Gletscher, welcher die Grundmoränen und Blöcké auf der Südschwelle des Spullersees zurückließ, ist natürlich viel tiefer hinabgestiegen. Er hinterließ nicht nur die großen Blockmoränen auf dem Plateau des Vornetz, sondern wahrscheinlich auch die mehrfachen Wälle, welche sich von der Mündung des Spreubachtobels an der Ostseite seines Schuttkegels von zirka 1150 bis 1050 *m* herabziehen.

Das würde als Ende einem Talgletscher von zirka 4¹/₂ *km* Länge und zirka 1400 *m* Gefälle entsprechen.

Nach dem Rückzug des Eises hat sich auf der Nordschwelle des Spullersees ein Torflager von 3 *m* Mächtigkeit gebildet. Der Torf lag unmittelbar auf glatt geschliffenen Fleckenmergeln, welche darunter völlig ausgebleicht und zermürbt waren. Er wurde abgebaut und im Winter als Heizmaterial verwendet.

Damit ist das Wichtigste über jene Ablagerungen angeführt, welche die Bausteine des Gebirges in der Umgebung des Spullersees bilden.

Wir haben uns nun mit jenen Formen zu beschäftigen, welche die Tektonik aus diesem Baumaterial geschaffen hat.

Dabei sehe ich hier von einer Besprechung der regionalen Tektonik im allgemeinen ab und begnüge mich mit einer Beschreibung der lokalen Bauverhältnisse.

Die natürliche Südgrenze unseres Gebietes stellt jene steil aufgerichtete Fläche her, längs welcher die nördlichen Kalkalpen unmittelbar an die kristallinen Schiefer der Silvretta stoßen.

Ihre Steilstellung ist gewiß keine ursprüngliche, sondern eine erst später erworbene Eigenschaft. Verfolgt man diese Fläche gegen O,

so schaltet sich jenseits des Arlbergs das mächtige und kompliziert gebaute System der Landecker Quarzphyllite ein. Es ist noch fraglich, ob die Ausschaltung dieser mächtigen Schichtgruppe durch tektonische Abscherung oder bereits durch eine paläozoische Erosion erfolgt ist.

Die sicher transgredierende Ablagerung des Verrucano enthält keine Aufbereitungstrümmer der Quarzphyllitserie, sondern Schiefer und Dolomite sowie rote Quarze von unbekannter Herkunft. Ebensowenig kann das Material des Buntsandsteins von der Zerstörung einer Quarzphyllitdecke abgeleitet werden.

Das scheint für eine tektonische Entstehung der großen Schichtlücke an der Grenze von Kalk- und Zentralalpen zu sprechen.

Während die Gneise, Granite und Amphibolite der Silvretta ganz steil aufgerichtet und engstens zusammengepreßt sind, zeigen die nördlichen Kalkalpen hier einen viel lockeren Faltenwurf.

Es bedürfte noch einer ganz gewaltigen Zusammenpressung, bevor in den Kalkalpen eine ähnliche Struktur zustande kommen würde.

Das Hauptbauelement im Bereiche des Spullerseees ist eine tiefe Mulde, welche sich sowohl nach O als auch nach W noch weithin fortsetzt.

Diese Mulde stößt im S mit dem Zwischenglied eines bescheidenen Sattels an das Kristallin der Silvretta.

Die Mulde selbst umspannt die ganze Schichtfolge und enthält im Kerne noch die Kreideschiefer. Ihr Bau ist ausgesprochen einseitig. Der Südflügel ist nicht nur steiler aufgerichtet, sondern vielfach sogar überkippt. Der Nordflügel zeigt zwar ein weniger steiles Einfallen, ist aber dafür durch mehrfache Überschuppungen kompliziert.

Es ist aber auch der Bau der Mulde in der Streichrichtung durchaus nicht ungestört. Hier zeigt sich folgende auffallende Erscheinung.

Die Mulde, in welcher der Spullersee liegt, geht nicht einfach gegen O in die Mulde des Flexenpasses über, sondern es ist dazwischen eine hohe Querwölbung eingeschaltet, welche von SO gegen NW streicht. Fig. 11 zeigt diese Verhältnisse in einem ostwestlichen Schnitt von der Spullerseealpe nach Zürs.

Es zeigt dieser Schnitt aber neben der Muldenzerlegung auch noch andere wichtige Befunde.

Die reichgliederte Schichtfolge der beiden Mulden verarmt ganz deutlich gegen die mittlere Aufwölbung zu.

Das heißt mit anderen Worten, entweder ist diese mittlere Aufwölbung schon alt und war bereits zur Zeit der Sedimentation der Juraschichten als trennende Erhebung vorhanden oder sie ist später so stark emporgepreßt worden, daß die seitlich anliegenden Schichten dagegen zurückblieben.

Eine weitere wichtige Tatsache lernen wir dann in diesem Querschnitt durch die prächtig aufgeschlossene Schubmasse der Hasenfluh kennen.

Dieselbe besteht vorzüglich aus ungeschichtetem Hauptdolomit und Kreideschiefern. Die Grenze der Überschiebung ist um den ganzen alleinstehenden Berg herum fast lückenlos zu verfolgen.

Die Tatsache dieser Überschiebung unserer Mulde, welche hier in seltener Klarheit zu erkennen ist, hilft uns, manche sonst schwer verständlichen Eigentümlichkeiten der Spullersee mulde zu begreifen.

Die Einfachheit dieser Mulde ist nämlich durchaus keine ursprüngliche, sondern nur eine scheinbare, dadurch entstanden, daß eine tiefgreifende Erosion vielfach die komplizierten Ränder ganz entfernt hat.

An einigen Stellen ist aber doch noch so viel erhalten geblieben, um wenigstens eine schwache Vorstellung von der hochkomplexen Muldenstruktur zu erhalten.

Am Südrand unserer Mulde sind die entscheidenden Aufschlüsse am Spullerseealpkopf noch vor der Abtragung bewahrt geblieben.

Fig. 12 gibt eine Profilansicht der Westseite dieses merkwürdigen Berges wieder. Wir erkennen fünf Tauchfallen, welche ihre Stirnen von S her übereinander in die Kreideschiefer der Spullersee mulde hineinbohren.

Das Bild erinnert vollkommen an die Schweizer Verhältnisse und stellt meines Wissens die einzigen deutlichen Tauchfallen der Ostalpen dar.

Es ist wohl klar, daß diese Tauchfallen nicht mit einer einfachen Muldenbildung zu erklären sind.

Ich glaube, daß es sich hier um Walzfalten und Einrollungen handelt, welche bei der Überschiebung jener großen Schubmasse entstanden, von der wir einen kleinen Rest an der Hasenfluh kennen gelernt haben.

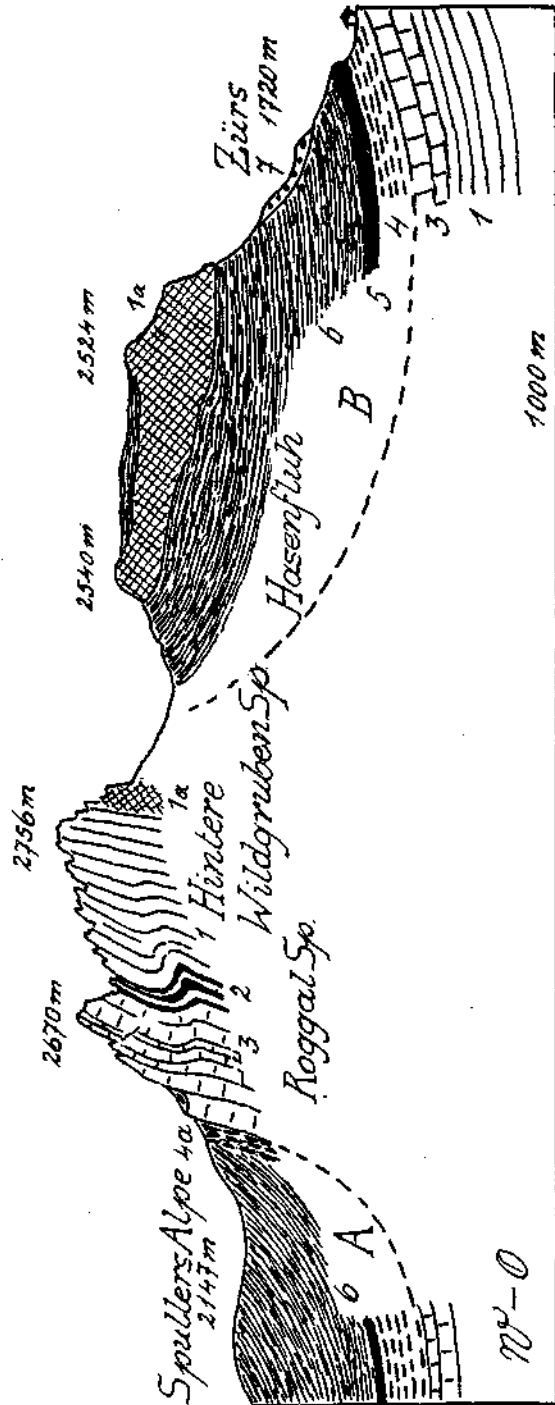
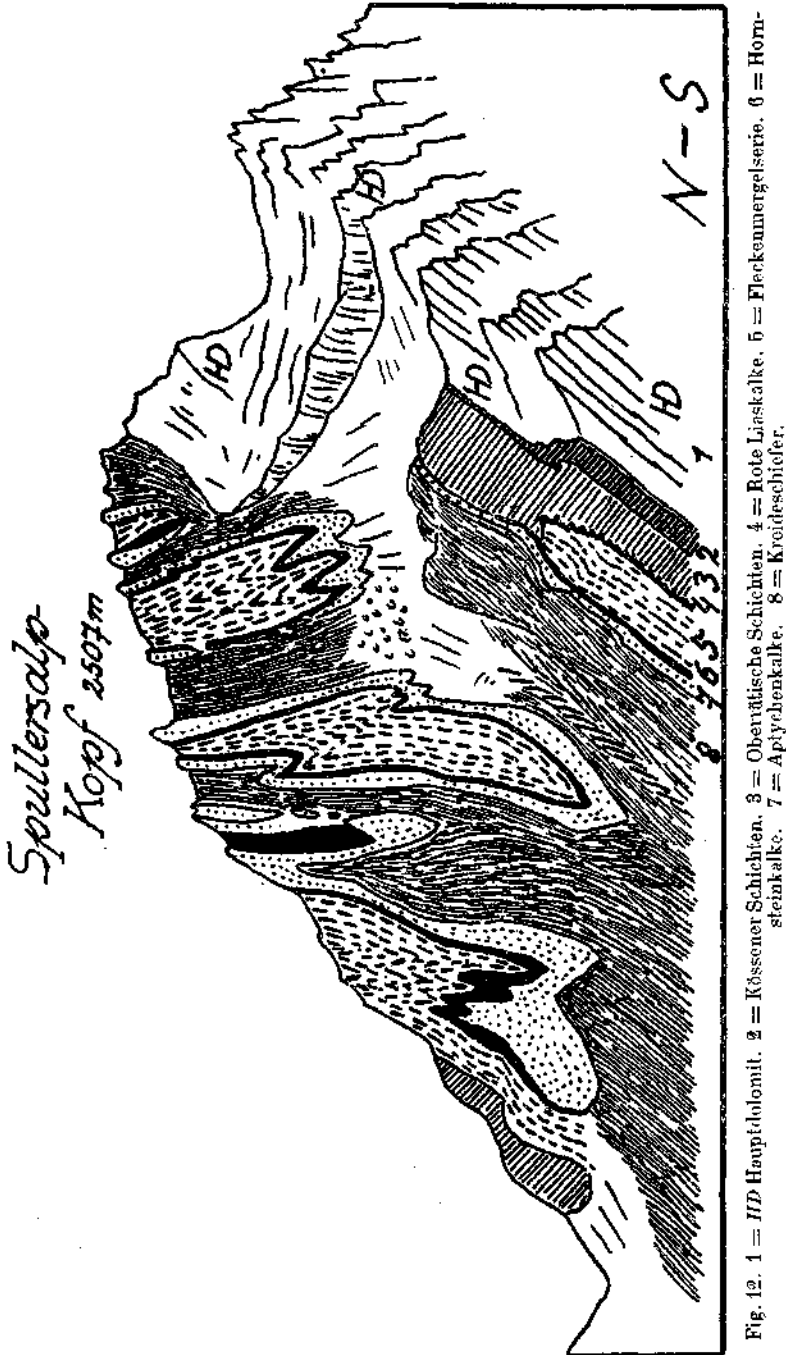


Fig. 11. 1 = Hauptdolomit, 1a = Ungeschichteter Hauptdolomit, 2 = Kössener Schichten, 3 = Oberflüssige Kalke, 4 = Fleckenmergel, 4a = Hornsteinreiche untere Lagen der Fleckenmergel, 5 = Rote und graue Tithonkalke, 6 = Kreideschiefer, 7 = Moränenwälle.

Durch die Einschubung dieser gewaltigen Masse wurden aber nicht nur am Südrande der Spullerseeemulde die eben geschilderten Tauchfalten, sondern auch am Nordrande Verschüppungen und Verfaltungen



geschaffen, von denen die Profilansicht der Ostseite der Schafbergspitze — Fig. 13 — eine Vorstellung entwirft.

Diese Erscheinungen einer intensiven Störung der an sich einfachen Muldenform begleiten diese Kreidemulde auf ihrer ganzen Erstreckung

aus dem Gebiete der Parseierspitz-Gruppe bis zu ihrem Westende in der Scesaplana-Gruppe. Reste von Tauchdecken, welche in den Kreide-

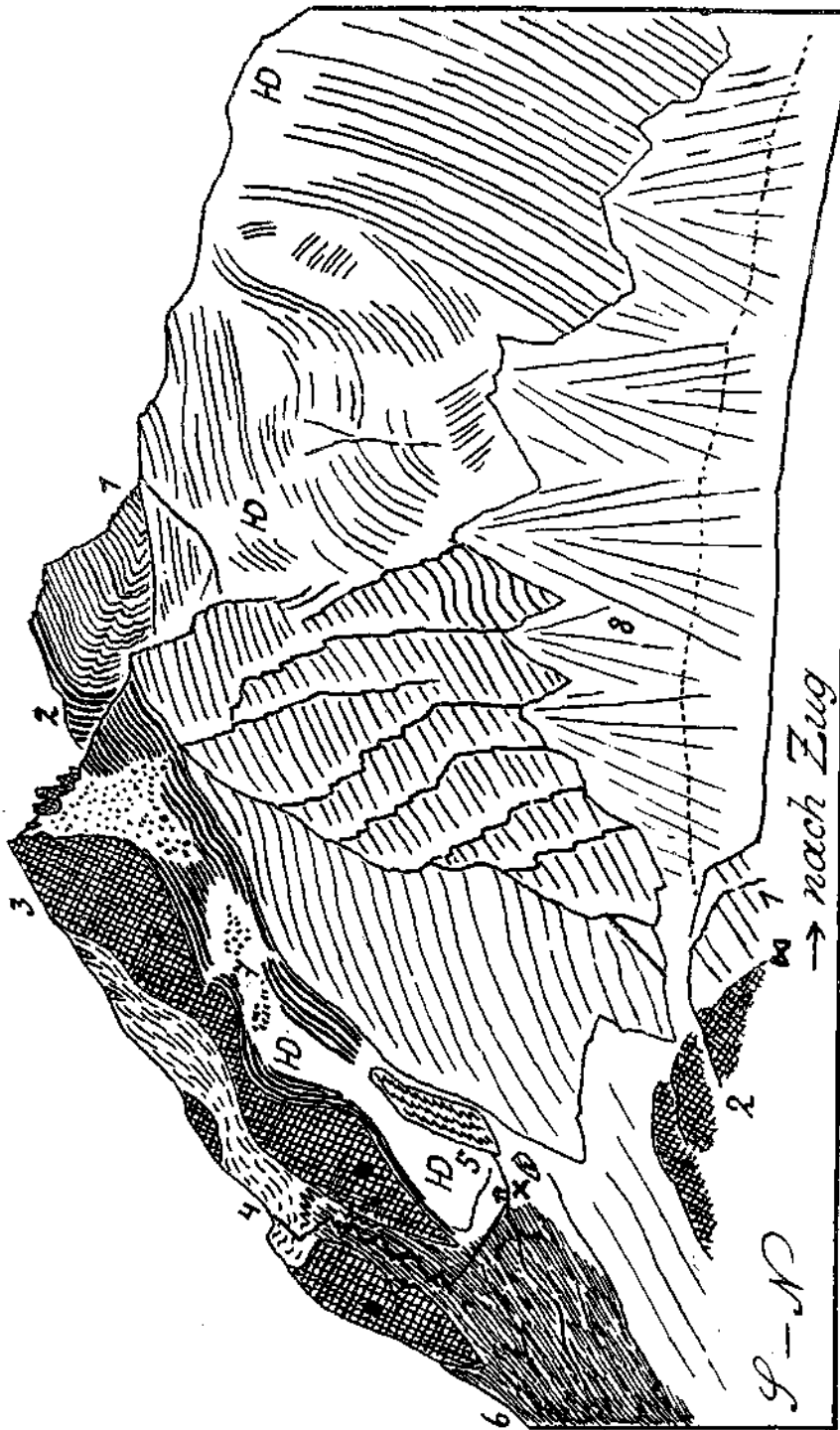


Fig. 1B. Ansicht der Schafberggruppe von Osten. X = Ravensburger Hütte. 1 = HD Hauptdolomit. 2 = Kressener Schichten. 3 = Oberäolischer Kalk. 4 = Fleckenmergel, Hornsteinkalke, rote Liaskalke. 5 = Aplychenkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Blockmoränen. 8 = Schutthalden. HD = Formationsstörung. ■ = (große) Schutthalden mit horizontaler Streifung.

schiefern stecken, bilden z. B. auch die kühne Rockspitze und den Gipfel des Stanzkogels.

An der Stelle, wo der Spullersee liegt, erscheint unsere Mulde besonders stark zusammengepreßt, während sie gleich östlich und westlich wesentlich breiter und flacher wird.

Fig. 7 zeigt einen Schnitt durch den flachen und breiteren Muldentheil westlich von dem Spullersee.

Dieser Schnitt macht zugleich mit jener großartigen Verwerfung bekannt, welche in ihrem weiteren Verlaufe auch noch für die Spullersee mulde von Bedeutung ist.

Die Verwerfung, welche auch den Formarinsee schneidet und danach als „Formarinstörung“ bezeichnet wird, hat eine recht merkwürdige Gestaltung.

Sie kommt aus dem Gebiete der Lagutzalpe und zieht als mehrteilige Störung nahezu geradlinig schräg von NW gegen SO bis in den Hintergrund des Radonatobels. Hier ändert sie ihre Richtung fast in eine ost-westliche um und läßt sich so aus dem Radonatobel zwischen Gerengrat und Gamsbodenspitze — Fig. 7 — über Glong zwischen Gwändspitze und Blattnitzerjoch hindurch — Fig. 8, 9, 10 — bis an die Südschwelle des Spullersees verfolgen.

Hier bewirkt sie noch den Ausfall der Kössener Schichten zwischen Hauptdolomit und oberrätischen Kalken. Die Spullersee Südschwelle ist von mehreren schräg von SW gegen NO verlaufenden Verschiebungen durchsetzt und diese scheinen die Fortsetzung der Formarinstörung zu bilden.

Dieselbe biegt also nach einem etwa 4 km langen ost-westlichen Verlaufe scharf gegen NO zu ab.

Sie läßt sich hier an der Ostseite des Spullersees und weiter an der SO-Flanke des Schafbergs vorbei an der Brazer Staffel bis ins Gebiet den Stierloch alpe zusammenhängend nachweisen.

Am großartigsten aufgeschlossen ist die Formarinstörung im Hintergrund des Radonatobels.

Es ist mir in den nördlichen Kalkalpen kaum eine so klare und in so gigantischen Aufschlüssen geoffenbarte Verwerfung bekanntgeworden.

Sie dürfte hier auch ihre größte Sprunghöhe von etwa 600—700 m erreichen.

Wenn man das Profil — Fig. 7 — genauer betrachtet, so bemerkt man bald, daß es sich hier nicht allein um eine einfache Zerschneidung und Vertikalverstellung der zwei Muldenstücke handeln kann. Es paßt nämlich die Druckschieferung der Kreideschiefer in den beiden Muldenstücken nicht zusammen.

Die Druckschieferung im Bereiche der Gamsbodenspitze verläuft ungefähr parallel mit der Verschiebungsfläche, jene im Bereiche des Gerengrates steht aber fast senkrecht dazu.

Die Druckschieferung der Gamsbodenspitzen kann also nicht älter als die Verschiebung sein, sondern nur gleichzeitig oder jünger als diese.

Es haben aber auch noch Verschiebungen im Streichen hier stattgefunden. Das zeigt sich sehr deutlich an der S-Seite des Blattnitzerjochs. Während an der Westseite der Gwändspitze und an der Spullersee-Südschwelle die sonst mächtige Zone der Kössener Schichten fast ganz ausgequetscht ist, wurde dieselbe dafür dazwischen mächtig angeschoppt.

Der Druckstollen des Spullerseewerkes verläuft gerade durch diese Anschoppungszone und hat ihre komplizierte Struktur prächtig erschlossen. Eine andere Stelle, welche ebenfalls die Verschiebungen im Streichen der Störungszone heweist, liegt an der Südseite des Schafbergs.

Hier erhebt sich steil oberhalb der nun überfluteten Klösterlestaffel ein hoher Pfeiler aus oberrätischem Kalk und ein ähnlicher liegt etwas nordöstlich davon. Dazwischen leitet der Steig von der Ravensburger Hütte zum Gipfel des Schafberges empor.

Diese beiden auffallenden, hellen Kalkpfeiler zeigen nun gewaltige glatte Schubflächen, die mit horizontalen Rutschstreifen verziert sind. Hier liegen auch die Kreideschiefer unmittelbar diesen Schubflächen auf — Fig. 13.

Einen guten Einblick in die mannigfachen Bewegungen und verschiedenartigen Beanspruchungen, welche hier die Schichten unter dem

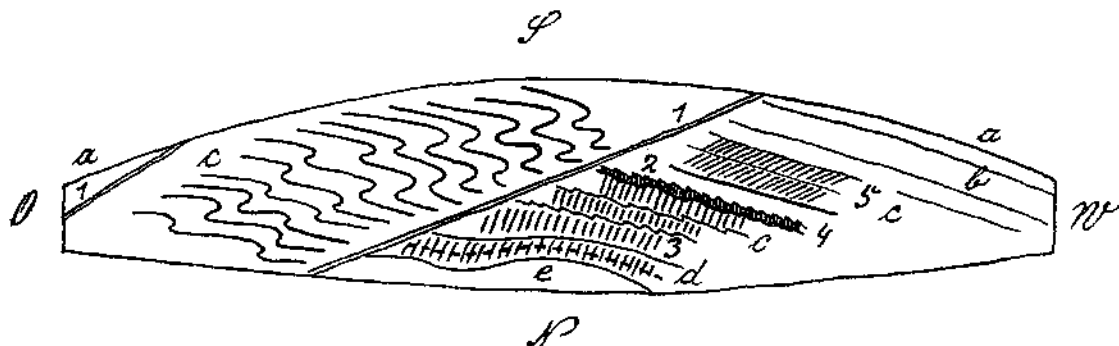


Fig. 14. Kartenschema der abgeräumten Südschwelle des Spullersees. 1 = Querverschiebungen. 2 = Weiße Längsklüfte mit Kalzitfüllung und lebhafter Fältelung O \leftrightarrow W. 3 = Querklüfte, schneiden an 2 ab oder sind davon geschleppt. 4 = Feine Querklüfte innerhalb von 2. 5 = Querschieferung und stellenweise Runzelung, fällt zirka 20° \rightarrow O. a = Oberrätischer Kalk. b = Roter Liaskalk. c = Fleckenmergelserie. d = Tithonkalk. e = Kreideschiefer.

Einfluß der Tektonik erfahren haben, gewährten die Abdeckungen und Abwaschungen der Sperrenfundamente im S und N des Spullersees.

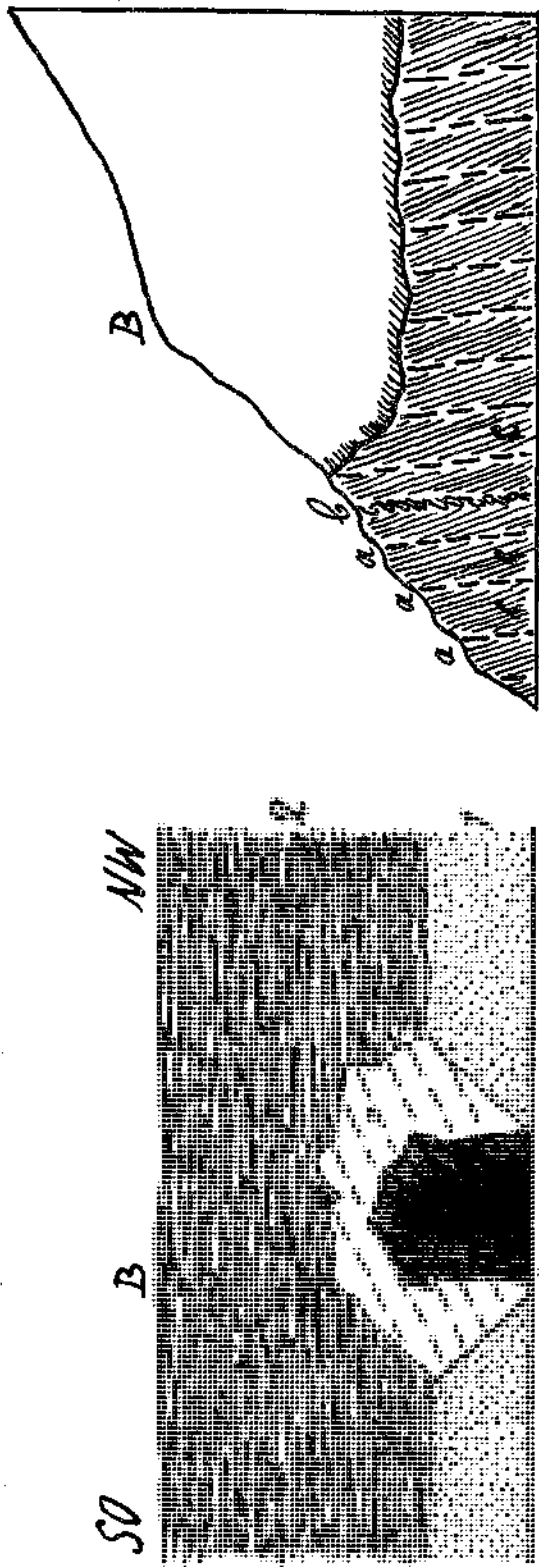
Fig. 14 gibt ein schematisches Bild dieser Verhältnisse im Bereiche der Südschwelle des Spullersees wieder.

Die schräg durchschneidenden großen Verschiebungsflächen gehören der Formarinstörung an, welche hier aus der OW-Richtung gegen NO zu abschwenkt. Sie ist hier jünger als die übrigen Strukturen, die sie alle samt und sonders abschneidet.

Seit der letzten Vergletscherung, welche diese Seeschwelle abgeschliffen hat, ist an diesen Verschiebungen keine Bewegung mehr nachweisbar. Es ist dies für den Bestand der großen darauf errichteten Sperre ein sehr wichtiger Befund.

Die Anordnung und Altersfolge der übrigen Strukturen erkennt man am einfachsten aus Fig. 14. Während alle älteren Spaltenbildungen mit schneeweißem Kalzit verheilt sind, fehlt der Formarinstörung eine solche Kalzitfüllung. Die Fugen sind hier mit zerquetschtem und zerriebenem Gesteinsmaterial dicht ausgeschmiert.

Sehr schön ausgeildet und erhalten sind eine Reihe von Strukturänderungen in den mattschwarzen feinkörnigen Kreideschiefern.



A Sollen zum Wasser Schloss

Fig. 15. 1 = Zaher Seeschlick. 2 = Kreideschiefer. Ansicht des Mundloches des Druckstollens bei abgesenktem Seespiegel. a = Schichtung der in frischem Bruche tief schwarzen Kreideschiefer. Eintauchen = zirk. 65% → S. b = Kalktuff mit feingefalteten Kalzitbändern. Eintauchen = zirk. 70% → S. c = Schieferung. Eintauchen = zirk. 52% → N.

Die Zeichnung — Fig. 15 — gibt schematisch die Strukturen wieder, welche besonders gut am Mundloch des Druckstollens im Bereiche des abgesenkten Spullersee zu sehen waren.

Nach dieser kurzen Beschreibung und profilmäßigen Darstellung der wichtigsten tektonischen Ereignisse wende ich mich der Morphologie dieses Gebietes zu.

Wer mit der Eisenbahn die Strecke vom Arlberg nach Bludenz fährt und die Landschaft betrachtet, wird die Überzeugung gewinnen, daß die Nordhänge des Klostertales zu den steilsten und schroffsten Abhängen der nördlichen Kalkalpen gehören.

Wer dann von dem aussichtsreichen Bergkamm zwischen Kloster- und Silbertal bei klarem Wetter seine Blicke nach N wendet, wird erstaunt erkennen, wie hoch über jenen wildzerrissenen Talhängen eine andere breit- und mildgestufte Formenwelt sich öffnet, aus der sich dann erst die Hochgipfel wieder frei und stolz für sich aufrichten.

Der unmittelbare Eindruck und die wissenschaftliche Forschung bestätigen gleicherweise den gewaltigen Formenunterschied zwischen einer hochgelegenen ur-

alten Landoberfläche und einer bereits tief darein eingeschnittenen weit jüngeren bis jüngsten Talbildung.

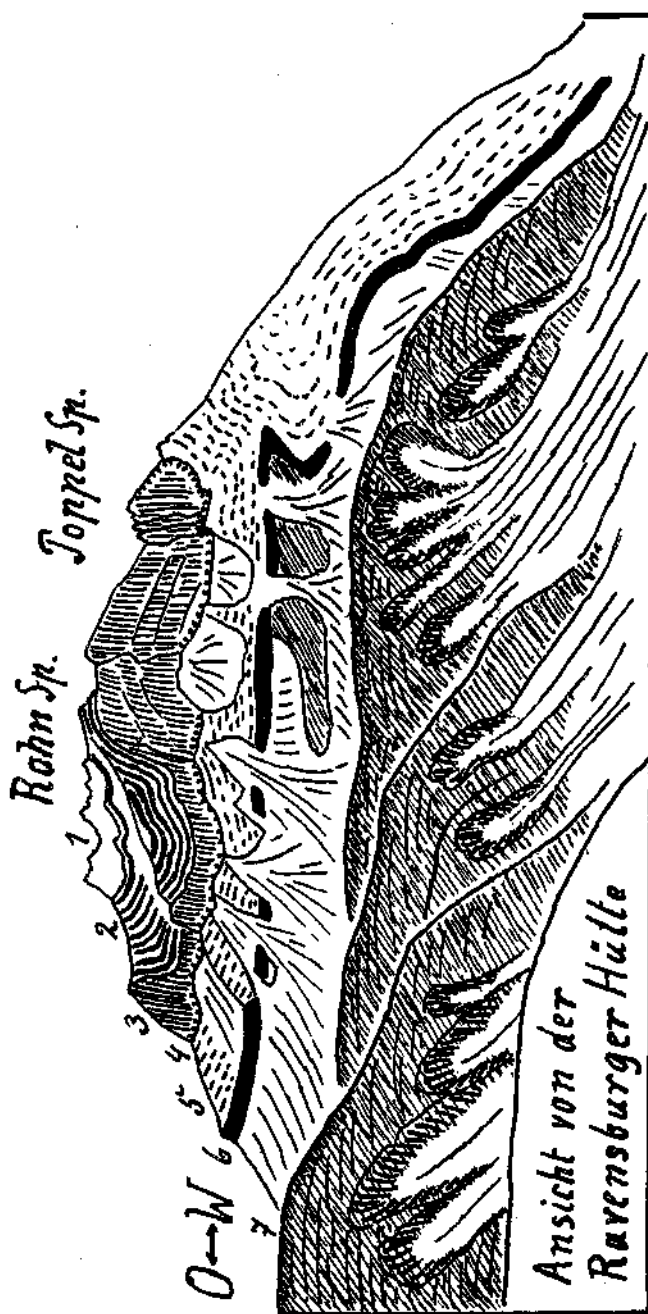


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberriitische Kalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergelerde. 6 = Hornstein- und Tithonkalke. 7 = Kreideschiefer. Die schraffierten Anhöhen im Vordergrund stellen eine alte Niveaufläche von zirka 2100 m Höhe vor, in welche das Becken des Spullersee um zirka 300 m tiefer eingeschnitten liegt. Die frischen Anbrüche zeigen einen neuerlichen Abbau dieses Niveaus an.

Der breite ganz in Gneise eingeschnittene Sattel des Arlberges gibt mit einer Höhenlage von 1802 m gleichsam die Hauptniveaueinstellung des alten Hochtalnetzes an.

Die prachtvolle alte Talfurche des Flexenpasses zeigt eine Sattelhöhe von 1784 m, der Spullersee liegt 1795, der Formarinsee 1793 m hoch. Eine große Zahl von Taleinschnitten, Talstufen, Bergschultern,

Felsterrassen . . . mit Höhenangaben in der Nachbarschaft von 1800 *m* beweisen uns, daß dieses Erosionsniveau in unserem Gebiete offenbar durch lange Zeit hindurch festgehalten wurde, so daß die Erosion Gelegenheit hatte, ziemlich in die Breite zu arbeiten.

Es wurde indessen dieses Niveau nicht so lange festgehalten, daß es etwa zur völligen Abtragung des höheren Gebirges und zur Schaffung einer Einebnung gekommen wäre.

Bei genauer Betrachtung zeigt sich nun, daß dieses Niveau von zirka 1800 *m* wohl das ausgeprägteste ist, aber auch noch höhere ältere und tiefere jüngere Niveaueinstellungen vorhanden sind. Schon zu beiden Seiten des Arlbergpasses finden wir zirka 200 *m* höher das schöne Niveau, auf dem die Albonseen, der Maiensee und der Arlensattel liegen. In der Umgebung des Spullersees finden wir z. B., wie Fig. 16 zeigt, ein gut ausgebildetes höheres Niveau bei zirka 2100 *m*, also 300 *m* über jenem des Spullersees.

Dasselbe Niveau ist auch im Hintergrund des Glongtobels und besonders schön im Hintergrunde des Radonatobels entwickelt — Fig. 17.

Hier gehört das prachtvolle Karrenfeld „Auf der Ganda“ — 2099 *m* und der breite Sattel hinüber zum Formarinsee — 2095 *m*, 2125 *m*, 2087 *m* — sowie das mächtige Plateau an der Ostseite der Rothewand — 2001 *m* bis 2091 *m* zu diesem Niveau.

Dasselbe wird vom Radonatobel mit einer gewaltigen 400 *m* hohen Wandstufe in einem Zuge unterschritten.

Die Reste von höheren Talfurchen und Hangverflachungen sind naturgemäß seltener und schlechter erhalten. An der Westseite des Gerengrates sehen wir z. B. zwischen 2200—2300 *m* auf Fig. 17 noch Reste einer höheren Talfurche.

Das Tiefschneiden von dem 1800-*m*-Niveau bis zur heutigen Talsohle der Alfenz, welche übrigens keine Felssohle, sondern eine Schuttsohle hat, scheint, an den Steilhängen gemessen, ohne besondere Haltestellen erfolgt zu sein. Untersucht man aber die tiefer eingeschnittenen Quertäler, so erkennt man unschwer eine Reihe von offenbar längeren Stillständen im Fortschreiten der Tiefenerosion.

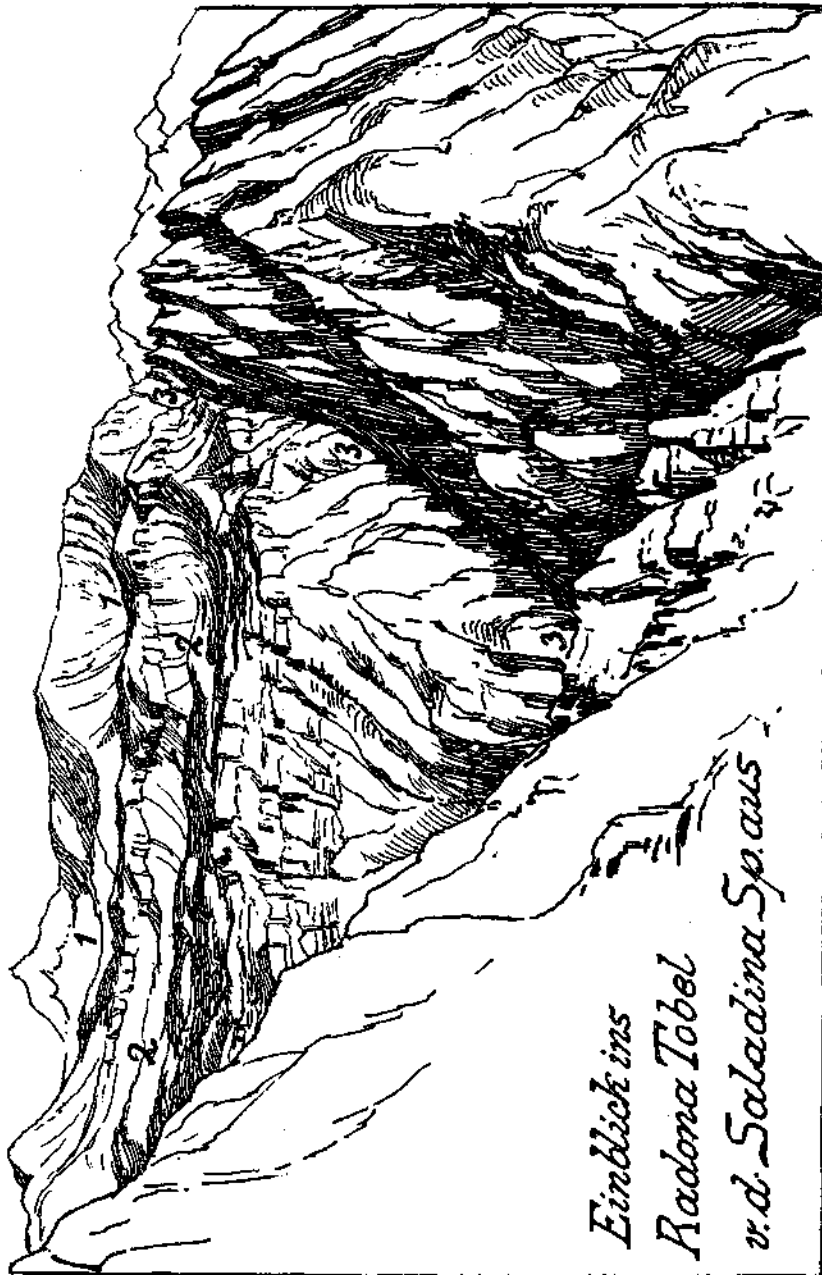
Sehr schön sind solche Stufen z. B. beim Abstieg von der Freiburger Hütte am Formarinsee durch den Schmiedtobel zur Alfenz zu sehen. Der Felssattel, auf dem die Hütte steht, ist 1934 *m* hoch, doch zieht knapp östlich davon eine tiefere mit Moränenschutt verstopfte Furche durch.

Auf der nächst tieferen Stufe 1756—1780 *m* liegt die Rauhe Staffel-Alpe. Eine Steilstufe leitet zu der schönen Stufe der Mostrinalpe — 1451 *m* — hinunter. Von dort zeigt das enge Tal keine ausgesprochene Stufe mehr bis zu seiner Mündung bei zirka 780 *m*. Wohl aber finden wir östlich der Talfurche die Stufe von Hintergant 1183 *m*, westlich jene des Gafahr-Maiensäß von 1206 *m*.

Es beweist uns diese ausgesprochene Stufenleiter, daß wohl auch im Klostertal selbst die gewaltige Eintiefung nicht gleichmäßig, sondern unterbrochen von mehreren Halten zur Ausbildung kam.

Ganz anders verhalten sich die Täler, welche aus unserem Gebiete nordwärts dem Lech zufallen.

Der Lech entspringt etwa einen Kilometer östlich vom Formarinsee. Wenn die Höhenangaben der Originalkarte stimmen, so liegen seine Quellen zwischen 1800—1820 *m*, während der Spiegel des



*Eindick ins
Radona Tobel
v. d. Saladina Spaus*

Fig. 17. Zeichnung von W. Hammer nach einer Photographie von H. Ascher. 1 = Athes Tainivean zwischen 2350—2350 *m*. 2 = Athes Tainiveau zwischen 2100—2000 *m*. 3 = Formarinstörung. Die zwei alten Tallfurchen liegen an der Westseite des Gerengrates. Die Formarinstörung schneidet zwischen Gerengrat und Gamsbodenspitze durch.

Formarinsees mit 1793 *m* vermessen ist. Der Spiegel des Formarinsees unterliegt relativ großen Schwankungen im Gegensatz zum Spullersee.

So war derselbe z. B. am 27. Oktober 1913 um zirka 4 *m* gesunken und zeigte dabei wenigstens acht deutliche Strandterrassen.

Die Schichten des Hauptdolomits bilden zwischen dem See und den Lechquellen eine flache Mulde, so daß eine gegenseitige Verbindung möglich erscheint.

Das Lechtal selbst zeigt auf der Strecke vom Lechursprung bis unterhalb von Lech, also von zirka 1800 *m* bis zirka 1400 *m* Höhe ein gleichmäßiges nur von geringen Stufen und kurzen epigenetischen Engen unterbrochenes Gefälle mit breitem, verschüttetem Talboden.

Von dort ab aber tritt der Lech in eine ganz gewaltige Klammstrecke ein, welche er erst kurz vor Steeg — 1105 *m* — verläßt und die von der neuen Straße an ihrer Nordseite kunstvoll umgangen wird. Von Steeg ab verläuft der Lech dann wieder auf tief verschüttetem Talboden bis zu den letzten Felsriegeln der Alpen, welche er zwischen Reutte und Füssen durchbricht.

Diese wenigen Angaben mögen genügen, um die große Verschiedenheit in der Ausgestaltung des Lechtales im N und des Klostersales im S zu zeigen.

Beide Talzüge sind in dasselbe alte Talniveau von zirka 1800 *m* eingeschnitten, aber mit ganz verschiedener Energie.

Während das Klostertal vom Arlberg- und Flexenpaß mit mächtigen Steilstufen gleich 400 *m* gegen Stuben abbricht und von dort an die Alfenz trotz steilem Gefälle fast nur auf Schuttboden bis Bludenz — 585 *m* — fließt, ist das oberste Lechtal durch mäßiges Gefälle und breite ruhige Ausweitungen ausgezeichnet.

Seine große Steilschlucht liegt erst zwischen Steeg und Lech, also bereits außerhalb unseres Gebietes. Der Lech war noch nicht imstande, diese Steilstufe bis in die Nähe seiner Quellen vorzuschieben. Entscheidend für das mächtige Rückschneiden des Klostersales ist die Nähe der tiefen Erosionsbasis von Illtal—Rheintal—Bodensee.

Von der nördlichen Schwelle des Spullersees führt das Kälbertal mit wenig mehr als 200 *m* Gefälle und einer Reihe von kleineren Felsstufen und versumpften Schuttbecken ins oberste Lechtal hinab.

Alle bisher besprochenen Formen sind ihrer Anlage nach älter als die Eiszeit. Wie wir gesehen haben, reicht ja der mächtige, wahrscheinlich interglaziale Schuttkegel des Dürrenbergs schon bis nahe an die Sohle des heutigen Tales herab. Man kann also die Gletscher nicht für die großartige Eintiefung des Klostersales verantwortlich machen.

Dieselbe hängt vielmehr mit tektonischen Hebungen des Alpenkörpers zusammen, welche in einzelnen Rucken erfolgten und dadurch jeweils die Erosion gewaltig anfeuerten.

Der Einfluß der Vergletscherungen auf die Formgestaltung unseres Gebietes ist aber trotzdem ein gewichtiger und mannigfaltiger gewesen.

Die Abdeckung der Süd- und Nordschwelle des Spullersees hat wohl augenfällig genug die mächtige Abschleifung dieser Felsriegel klargelegt. Weithin war noch unter dem Deckmantel der auflagernden Grundmoränen der blankgeschliffene Felsgrund mit zahlreichen Furchen und Hohlkehlen zu sehen. Außerhalb dieses Deckmantels sind alle Schriffe zerstört und von bis 1 *m* tiefen Karren und Furchen zerfressen.

Die Richtung der letzten Eisbewegung war von N gegen S.

An den Hohlkehlen war stellenweise ihre Schmalheit und Tiefe auffallend. Insbesondere zeigte die Nordschwelle mehrere schmale und

dabei fein ausgeschliffene Einschnitte, von denen der größte (vgl. Taf. VI), über 8 m tiefe, nachträglich durch hereingerutschtes Trümmerwerk vollgestopft war. Bemerkenswert war außerdem die steile Neigung, mit welcher die Schlibfahnen unter den Seeschlamm eintauchen.

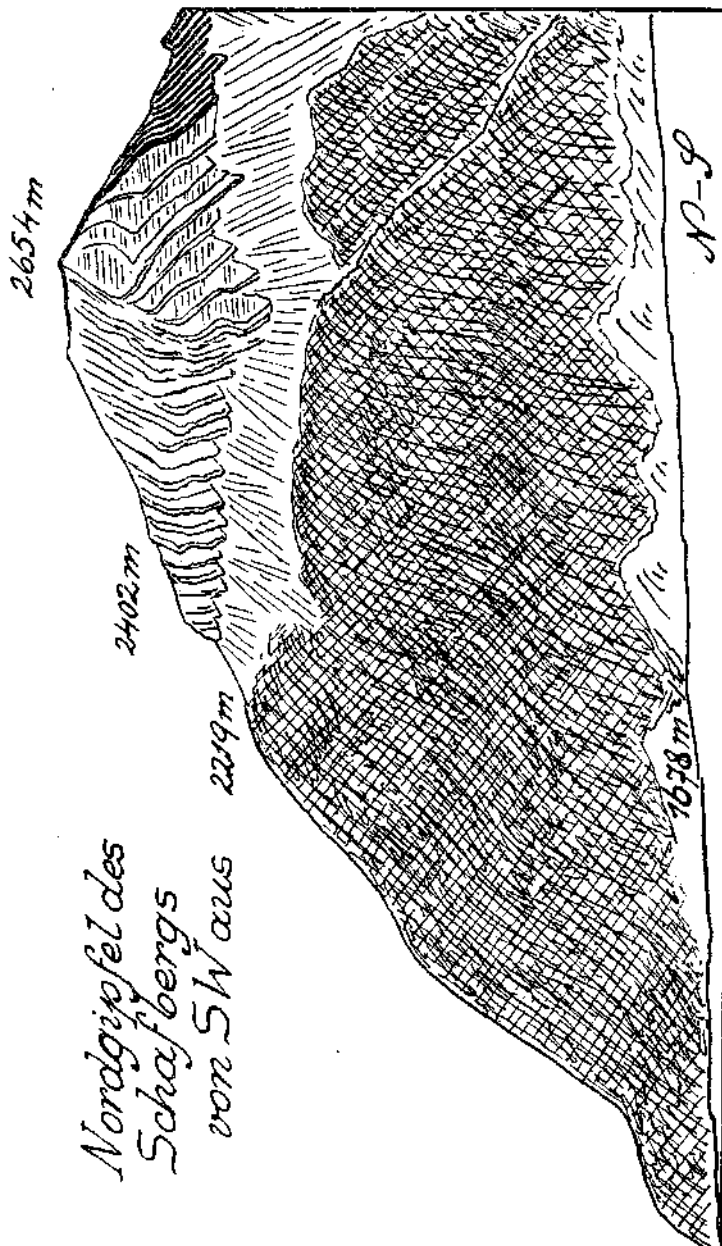


Fig. 18. Ansicht der großen Eishochstand-Hohlkehle zwischen 2200—2500 m an der Westseite des Nordgipfels des Schafbergs. Sie bildet die Grenze zwischen dem höheren scharfkantigen und dem tieferen abgeschliffenen Gebirge.

Sie beträgt an der Südschwelle stellenweise 60—80°. Dabei ist es ausgeschlossen, etwa an eine nachherige Verbiegung zu denken.

Die Felswanne des Spullerseees ist wohl nur als ein reines Eisschliffbecken zu verstehen. Eine tektonische Bildung ist ausgeschlossen.

Diese Wanne ist heute zum großen Teil verschüttet. Ich schätze ihre ursprüngliche Tiefe auf etwa 40—50 m. Das Eis hat diese Wanne

vor allem aus den weichen Kreideschiefern zwischen den härteren Gesteinen der Schwellen herausgehobelt.

Auch diese Erscheinung war an der abgedeckten Südschwelle deutlich zu erkennen. Soweit die Schwelle hier aus Kreideschiefern besteht, ist dieselbe besonders tief ausgeschliffen.

Wahrscheinlich ist aber die Aushobelung der Seewanne bereits ein Werk der älteren Vergletscherung, da die jüngste Vergletscherung den wahrscheinlich interglazialen Seeschlamm nicht mehr ganz zu entfernen vermochte.

Wie die bereits erwähnten kristallinen Geschiebe an der Nordseite des Schafbergs beweisen, strömte aber damals das Eis von S gegen N. Daher dürfte die Aushobelung der Spullerseewanne hauptsächlich bei dieser Bewegung entstanden sein. An der Stelle des Spullerseebeckens war in präglazialer Zeit eine breite flache Felsstufe vorhanden, deren Reste rings um den See in einer Anzahl von niedrigen Felsesseln noch erhalten sind.

Der Hochstand des Eises dürfte in der Gegend des Spullersees zwischen 2200—2300 *m* betragen haben.

Das Seebecken lag also lange Zeit 400—500 *m* tief unter strömendem Eise. An der Westseite der Schafbergspitze ist dieser Hochstand des Eises durch eine selten deutlich ausgebildete Strandmarke verzeichnet. Fig. 18 entwirft ein schematisches Bild derselben. Der Berghang, welcher hier abgebildet erscheint, erstreckt sich von S nach N. Es ist also ein reiner Quertalhang zwischen Lechtal und Spullersee.

Der Bergkörper selbst besteht mit Ausnahme einer Auflagerung von Kössener Schichten ganz aus Plattenkalk und Hauptdolomit, welche ost-westlich streichen und steil gegen S einfallen. Daher sind die hier vorliegenden Oberflächen in eine gleichartige Gesteinsmasse und quer auf ihr Schichtstreichen eingeschnitten.

Das ganze untere Gehänge zeigt die Abrundung eines vom vorbeiströmenden Eise lange bearbeiteten Gebanges. Der Gipfelkörper selbst ist dagegen rein scharfkantig.

Zwischen dem abgerundeten und dem scharfkantigen Gehänge zieht nun eine auffallende Verflachung durch, welche vom Steilkant des Gipfels aus verschüttet wurde.

Der Gipfelkörper erscheint gegen diese Verflachung hin sehr steil unterschritten.

Daß die heute verschüttete mächtige Einkerbung zwischen 2200 bis 2300 *m* die Hochstandsgrenze der Großvergletscherungen bedeutet, ist wohl kaum zweifelhaft. Fraglich ist jedoch die Art und Weise, wie diese Einkerbung gebildet worden ist.

Es könnte sich zunächst auch um eine alte Quertalfurche, ähnlich wie an der Westseite des Gerengrates — Fig. 17 — handeln, welche zufällig gerade mit der Grenze der Eishochstände zusammenfiel.

Während aber diese Talfurchenreste nach N zu in voll erhaltene Talquerschnitte überleiten, ist das hier nicht der Fall.

Die große Einkerbung steht dagegen mit dem Kar zwischen Nord- und Südgipfel des Schafberges in Verbindung.

Das spricht eher für eine viel jüngere Ausbildung in der Eiszeit:

Durch die Erosion des Eises kann diese Furche nicht ausgeschliffen sein, weil das Eis ja gar nicht über dieselbe, sondern nur bis zu ihr emporreichte.

Außerdem unterlag ja gerade dieses höchste Niveau zuerst allen Schwankungen. Auch dürfte die Eisbewegung in diesem Quertal zwischen Lech- und Klostertal keine lebhaftere gewesen sein.

Wenn man also in dieser Einkerbung nicht den Rest einer alten Quertalrinne erkennen will, so bleibt am wahrscheinlichsten, die deutliche Rückwitterung des Gipfelkörpers für eine Folge der schroffen Temperaturschwankungen und Frostsprengungen zu halten, welche an der Grenze des Eisstrandes gegen aperen Fels sich einstellen.

Ich habe bereits vor längerer Zeit auf die starken, formgestaltenden Einflüsse des Eisstrandes im Hochgebirge (Schwarz-Weiß-Grenzen) hingewiesen.

Unterhalb der eben besprochenen großen Einkerbung zwischen gerundetem und kantigem Gehänge ist zwischen 1900—2000 m noch eine weitere, aber weit bescheidenere eingepägt. Die Grenze zwischen gerundetem und kantigem Gelände ist in der Umgebung des Spullersee vielfach recht deutlich ausgesprochen.

Die Zahl der erkennbaren, vom Eise ausgearbeiteten Stufen ist jedoch vielfach wechselnd und ihre Erhaltung sehr verschieden.

Das am reichsten eisgestufte Gelände ist wohl jenes an der Westseite des Arlbergs, wo die Eisbewegung im Streichen der Gneise lief und so alle Gesteinsänderungen prächtig heraus schleifen konnte.

Hier erkennen wir auch, daß viele von diesen Stufen gleichzeitig entstanden sind und nicht etwa jeweils zeitlich verschiedenen Gletscherständen zugeordnet sind.

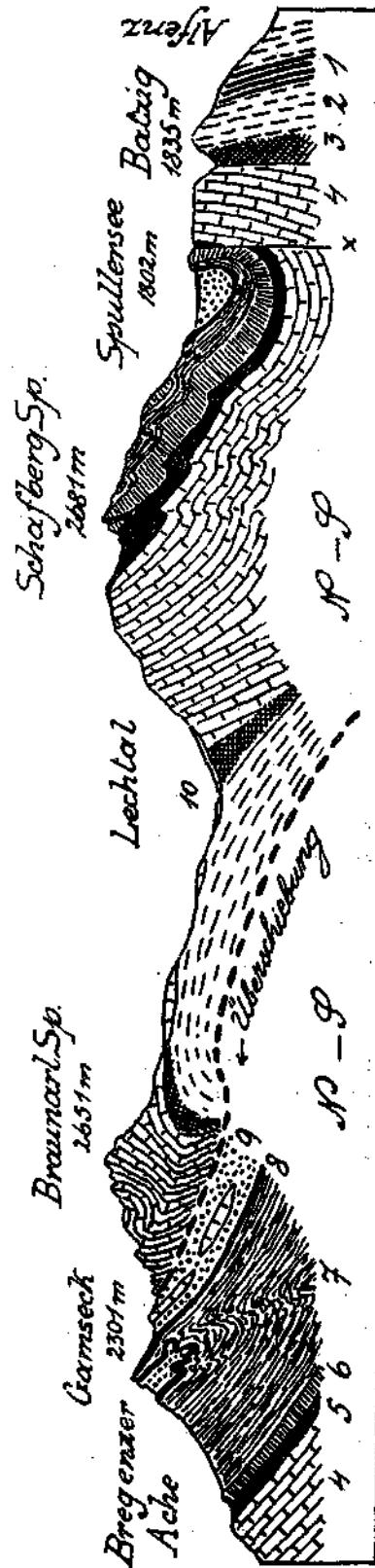


Fig. 19. 1 = Partnach Schichten. 2 = Arlberg Schichten. 3 = Röhler Schichten. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätliak. 7 = Fleckenmergel. 8 = Hornstein- und Aptychenkalke. 9 = Kreideschiefer. 10 = Schutt. x = Formirungsrichtung.

Nach dem Abschmelzen der letzten Großvergletscherung trat nochmals eine recht ausgiebige Vereisung ein, die dann mit einzelnen Haltestellen bis auf die noch heute vorhandenen Gletscherreste dieser Gegend zusammenschrumpfte. Die morphologischen Wirkungen dieser Vereisung, bei welcher kein zentralalpines Eis mehr in die Kalkalpen eindrang, hestehen hauptsächlich in der Aufschüttung von Moränenwällen und der Übersäung der Gehänge mit erraticem Blockwerk.

Noch jünger bis in die Gegenwart fortdauernde Umformungen der Gehänge werden durch Bergstürze (z. B. bei Langen 1892), Gehängegutschungen, Muren, Wildbäche, Lawinen, Stürme, Steinschlag, endlich durch alle atmosphärischen Niederschläge vollzogen.

Im Bereiche des so schroff eingeschnittenen Klostertales kann man sich besonders von der Gewalt und der Wirkung von Wildbächen und Lawinen anschaulich überzeugen. Mit einem typischen Querprofil durch das Spullerseegebiet (Fig. 19), das vom Klostertal bis zur Bregenzer Ache reicht, will ich die geologische Einleitung beschließen.

H. A. Geologisch-technische Beschreibung.

Jeder große Bau bedeutet einen Eingriff in die Natur. Ganz besonders gilt dies von den großen Wasserkraftanlagen mit ihren Stollen, Schächten, Talsperren und Flußumlegungen. Aber die Natur erduldet solche Eingriffe nicht willig. Sie wehrt sich dagegen mit dem plötzlichen Zuschlag ihrer entfesselten Faust, sie setzt ihnen den beharrlichen Widerstand kleinster Kräfte entgegen, befähigt zu größter Wirkung durch unendliche Vervielfachung nach Raum und Zeit; sie verteidigt sich hinter der Trägheit ihrer ungeheuren Massen.

Nur ein Anschmiegen an diese Massen, ein Anpassen an die gewaltigen Kräfte, das ihrem innersten Wesen keinen Zwang antut, kann einem Bauwerk nach menschlichem Ermessen Bestand verbürgen. Nicht als Feind kann der Mensch die Natur bezwingen, er muß sie zum Bundesgenossen für seine Arbeit gewinnen. Damit ist eine Abhängigkeit des Bauwerkes von seiner natürlichen Umgebung und von den Naturkräften gegeben. Diese Beziehungen zu erfassen, ihnen in ihre letzten Auswirkungen nachzuspüren und sie dem Bauzwecke dienstbar zu machen, ist für den bauenden Ingenieur eine berufliche Notwendigkeit und schenkt ihm dabei den hohen Genuß tiefen Naturerlebens.

Unter den Naturwissenschaften, auf die sich der Bau von Wasserkraftanlagen stützt, steht die Geologie mit ihren Nachbargebieten an erster Stelle.

In dreifacher Art ist das Gebirge an der Ausführung solcher Bauten beteiligt. Als Ganzes bietet es mit seiner Hebung und Senkung, mit seinen Wasserläufen und Niederschlagsbedingungen den Schauplatz dar, in den die Wasserkraftanlage hineingepaßt werden muß. Dann ist es mit seinem Felsenleib Baugrund im engeren Sinne für die einzelnen Bauwerke, und schließlich liefert es den größten Teil der Baustoffe.

Im folgenden sollen die Beziehungen dargelegt werden, welche die Bauten des Spullerseewerkes nach diesen drei Gesichtspunkten mit der umgebenden Natur verbinden.

Das Spullerseewerk ist gemeinsam mit dem Ruetzwerk im Stubaital zur Deckung des elektrischen Kraftbedarfes für den Betrieb der Strecke Innsbruck-Lindau bestimmt. Während letzteres Werk keine Speicheranlage besitzt und daher in erster Linie für die Grundbelastung herangezogen wird, fällt dem Spullerseewerke vor allem die Deckung der Kraftspitzen zu. Das gesamte Wasser, welches das 11.1 km^2 große Ein-

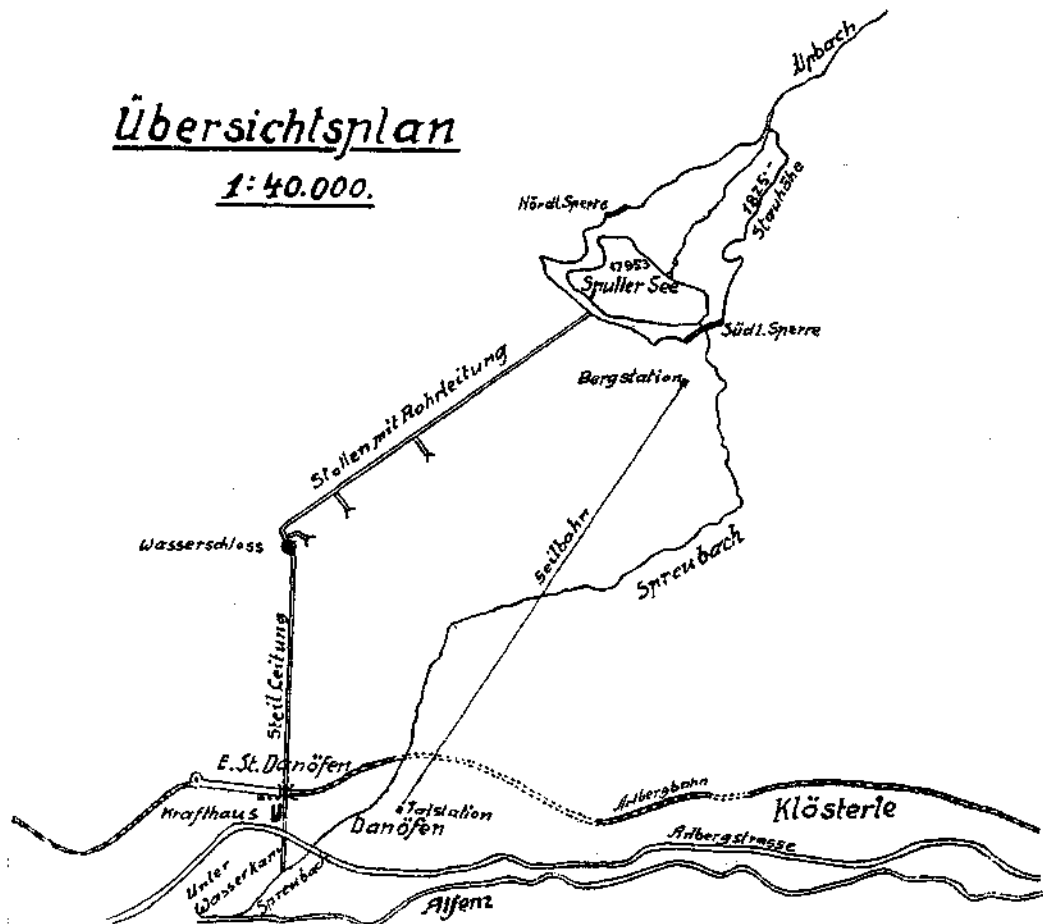


Fig. 20.

zugsgebiet dem See zuführt, wird in diesem ganzjährig bewirtschaftet und mit rund 800 m Gefälle ausgenützt. Der höchste Seespiegel liegt in Zukunft auf der Höhe 1825 , das ist um 30 m höher als vor dem Beginn des Baues. Der Stauraum faßt $1,300.000 \text{ m}^3$.

Vom See fließt das Wasser durch den mit einem 40 m hohen Schieberschacht und mit Absperrvorrichtungen ausgestatteten Einlauf in ein 1700 m langes im Hauptstollen frei verlegtes Eisenrohr von 1.40 m lichtigem Durchmesser, welches in das Wasserschloß mündet. Dieses liegt noch im Berginnern und ist als 58 m hoher Pufferschacht mit zwei unteren und einem oberen Speicherstollen ausgebildet. Vom Wasserschloß leitet

ein kurzes gepanzertes Stollenstück über die Apparatenkammer zur Druckrohrleitung, welche in zwei Rohrsträngen (ein dritter ist für später vorgesehen) von 1396 m Länge am Hange des Dürrenberges zum Krafthaus führt. Dieses enthält heute drei (später sechs) Maschinengruppen zu je 8000 PS. Ein teils gedeckter, teils offener Unterwassergraben leitet das abgearbeitete Wasser in den Unterlauf des Spreubaches und damit in die Alfenz.¹⁾

Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe in Langen am Arlberg beträgt 1971 mm; die mittlere Abflußhöhe des 11·1 km² großen Einzugsgebietes des Spullerseees beträgt 1530 mm, woraus sich für dieses Gebiet ein mittlerer Abflußbeiwert von 0·775 errechnet. Diese Zahlen umfassen einen Beobachtungszeitraum von 32 Jahren.

Für das engere Spullerseegebiet liegen längere Beobachtungsreihen nicht vor. Da die Niederschlagshöhe im Einzugsgebiet des Sees höher ist als in dem 600 m tiefer gelegenen Langen, stellt sich in Wirklichkeit der Abflußbeiwert ungünstiger. Für das Jahr 1922 betrug z. B. die Niederschlagshöhe in Langen 2573 mm, am Spullersee 3207 mm, die Abflußmenge des Seegebietes 21,129.552 m³. Darnach ergab sich für dieses Jahr ein tatsächlicher Abflußbeiwert von 0·59, während der nach den Messungen von Langen berechnete 0·74 beträgt.

Gelegentlich von Studien über die Einbeziehung von weiteren Einzugsgebieten in das Spullerseebecken wurde die Wasserführung von vier kleineren Bächen vom 22. Juli bis 12. November 1924 regelmäßig gemessen. Das Ergebnis ist in folgender Tafel zusammengestellt.

Einzugsgebiet							
Nr.	Fläche km ²	Mittlere Seehöhe m	Mittleres Gefälle ‰	Hang- neigung	Berechnete Nieder- schlags- menge m ³	Gemessene Abfluß- menge m ³	Abfluß- beiwert
1	0·315	2160	38	N	230980	130637	0·465
2	1·100	1960	45	ONO	981200	106177	0·106
3	0·225	2120	35	W, SSW	200700	106013	0·530
4	0·325	2270	50	NO, O	289900	254059	0·876

Die Niederschlagsmengen sind auf Grund der mit einem einfachen Ombrometer auf Spullers (1825 m) vorgenommenen Messungen berechnet. Sie dürften wegen der größeren Höhenlage der einzelnen Einflußgebiete in Wirklichkeit etwas größer sein, wodurch sich die Abflußbeiwerte verbessern und auch ihr gegenseitiges Verhältnis etwas verschiebt.

¹⁾ Über den Fortgang der Bauarbeiten und über konstruktive Einzelheiten unterrichten die Veröffentlichungen des Direktors der Elektrizitätsdirektion der österr. Bundesbahnen, Sektionschef Ing. Paul Dittes, in den Jahrgängen 1921, 22, 23, 24 und 25 der Zeitschrift des österr. Ing. und Architekten-Vereines sowie eine kurze Zusammenfassung im Jahrgang 1925 derselben Zeitschrift.

Alle vier Einzugsgebiete haben ziemlich geschlossene Formen, die sich dem Oval nähern und liegen über der Baumgrenze. 1 und 3 sind größtenteils mit Humus und Rasen überzogen; bei 4 bedeckt der Humus noch etwa drei Fünftel der Fläche, bei 2 kaum die Hälfte.

Noch stärker beeinflußt das Gestein den Abflußbeiwert. 3 und 4 liegen vollständig in den undurchlässigen Kreideschiefern. Das untere Drittel von 1 liegt im Kalk, bei 2 wird sogar die Hälfte der Fläche vom nackten Kalkgestein bedeckt. Dort bildet dieses streifenweise große Karrenfelder, über welche wohl überhaupt kein Regenwasser den Abflußbach erreicht. Der gierig schluckende Kalk beherrscht auch gerade da den unteren Teil des Gebietes.

Die großen Abweichungen in den Abflußbeiwerten unmittelbar benachbarter Gebiete sind eine Warnung vor dem Rechnen mit „Erfahrungswerten“. Es gibt hier keine andere Erfahrung als die an der betreffenden Stelle selbst gewonnene.

Bemerkenswert ist die Höhe der Niederschläge auf Spullers innerhalb kurzer Zeiträume. Sie betrug vom 28. Oktober bis 2. November 1924 173 *mm*, am 2. November allein 71 *mm*. Am 12. August 1925 137 *mm*, vom 21. bis 25. September 1923 277 *mm* Regen und 26 *cm* Schnee, davon am 23. September allein 128 *mm*, vom 20. bis 27. Dezember 1923 176 *cm* Schnee. Der August 1924 brachte 356 *mm* Regen, der August 1925 586 *mm*.

Sperrmauern und Seebecken.

Die Bedeutung der Sperrmauern für den Zweck und die Sicherheit der ganzen Werksanlage machte sorgfältige Vorarbeiten über ihren Baugrund zur Pflicht. Ihre Lage und Form wurde nach wiederholten Begutachtungen durch die Herren Ministerialrat Ing. M. Singer und Oberbergrat Dr. O. Ampferer festgelegt und dabei auch genaue Aufnahmen des Sperrgrundes angeordnet.

Die geologischen Grundpläne der Sperren bringen das Ausstreichen der Schicht- und Bewegungsflächen sowie der Gesteinsgrenzen zur Darstellung. Auf dem Grund der nördlichen Sperre wurden 700, auf dem der südlichen 250 Punkte nach Streichen und Fallen eingemessen. In den beiliegenden Plänen wurde auf die Einzeichnung von Höhenschichtenlinien zugunsten der Übersichtlichkeit verzichtet. Die südliche Sperre wurde im Jahre 1922 — noch vor dem Fundamentausbruch — in einem aufgenommen, die nördliche 1924/25 stückweise, sobald ein Teilstück für die Mauerung bereitgestellt war. Der gewaschene, frische Bruch des Gesteins ermöglichte hier die gleichmäßige Erfassung der feinsten Einzelheiten.

Die nördliche Sperrmauer liegt auf der höchsten Stelle der niederen Bodenschwelle, welche das Becken des Spullersee von dem zum Lech ziehenden Tale des Tannlegerbaches und damit das Flußgebiet des Rheins von dem der Donau trennt. Die Breite dieser Schwelle bot genügend Spielraum, um den Grundriß der Mauer in einem Bogen vom Halbmesser 400 *m* anzulegen. Anstehender Fels trat fast überall zutage, nur der tiefste Teil des Sperrgrundes war von einem bis zu 3 *m* mächtigen

Torflager bedeckt, dessen Entfernung willkommene Gelegenheit zur Brennstoffgewinnung für das Arbeiterlager bot. Die Sperrmauer steht fast in ihrer ganzen Ausdehnung auf Lias-Fleckenmergeln. Es ist kein Zufall, daß dieselben Gesteine, auf welchen die südliche Sperrmauer steht, auch den Untergrund der nördlichen Sperre zusammensetzen; denn die Felschwellen nördlich und südlich des Sees werden vom Nord- und Südflügel derselben geologischen Mulde gebildet. Während aber der nach N überkippte Südflügel im Sperrbereich nur geringe Störungen erfuhr, erlitt der liegende Nordschenkel durch Scher- und Stauchkräfte eine ungemein lebhafte Durchbewegung, die ihn in zahllose, eng aneinander gestauchte Schuppen zerlegte und den zähen Fleckenmergeln eine deutliche Druckschieferung aufprägte. Die Verwerfungen und Verbiegungen der kalzitischen Kluftausfüllungen, die als weiße Bänder das dunkle Gestein durchziehen, gestatten die Ablesung einer ganzen Reihe zeitlich verschiedener Bewegungsphasen, die durch alle nur denkbaren Übergänge miteinander verbunden bis zum Bilde des heftig bewegten Fließens führen.

Leider bietet das gleichartige Gestein keinen sicheren Maßstab zur zahlenmäßigen Erfassung der Einzelbewegungen, deren Integration vermutlich einen bedeutenden Gesamtbetrag liefern würde. Dagegen konnte am Kontakt der Fleckenmergel mit Tithon im weiter östlich gelegenen Steinbruch ein Gangunterschied von 40 m zwischen zwei Tithonschuppen gemessen werden.

Die anderen Verschiebungen bleiben unter dieser Grenze, die meisten dürften kaum einige Meter oder selbst Dezimeter erreichen.

Sehr häufig wird die Bewegung nach gleichgerichteten, einander ablösenden Klüften in nur derselben Gleitflächenschar aufgeteilt.

Die ganze Stufenleiter von Bewegungsspuren von der Druckschieferung an bis zu den hektargroßen Tithonschollen trägt den Stempel eines einheitlichen „Beanspruchungsplanes“ durch Scherkräfte und bietet ein schönes Beispiel für die „Einregelung“ dieses Beanspruchungsplanes im Sinne von W. Schmidt.¹⁾

Die Fleckenmergel streichen sehr gleichmäßig WNW und verflachen mit durchschnittlich 60° gegen SSW.

Die Begrenzungsflächen der einzelnen Schuppen innerhalb der Fleckenmergel streichen gegen NW mit steilem, bis saigerem Südwestfallen. Da das Schichtstreichen mehr gegen W zielt, an den Ablösungsflächen der Schuppen aber in deren Richtung geschleppt wurde, nimmt es innerhalb jeder Schuppe einen S-förmigen Verlauf. Besonders der westliche Teil des Sperrengrundes zeigt diese Erscheinung in gleichmäßiger Ausbildung, während sie im östlichen Teile durch den Aufschub von zwei Tithonschollen gestört ist.

Infolge der Zähigkeit des Gesteins sind aber bei aller Durchbewegung im einzelnen die Schuppen so eng aneinandergedrückt, daß die den Fleckenmergeln eignende Wasserdichtheit nicht verloren ging. Nur im Osten des Sperrengrundes, wo die fließende Tektonik durch den

¹⁾ W. Schmidt, Gesteinsumformung, Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien 1925.

Anschub des Tithons gestört ist, war stellenweise ein Ausbruch bis zu 5 m Tiefe zur Erreichung eines zuverlässig wasserdichten Baugrundes nötig.

Im übrigen beschränkte sich der Ausbruch auf die Entfernung der Verwitterungsrinde und auf das aus statischen Gründen geforderte Einbinden in den Fels.

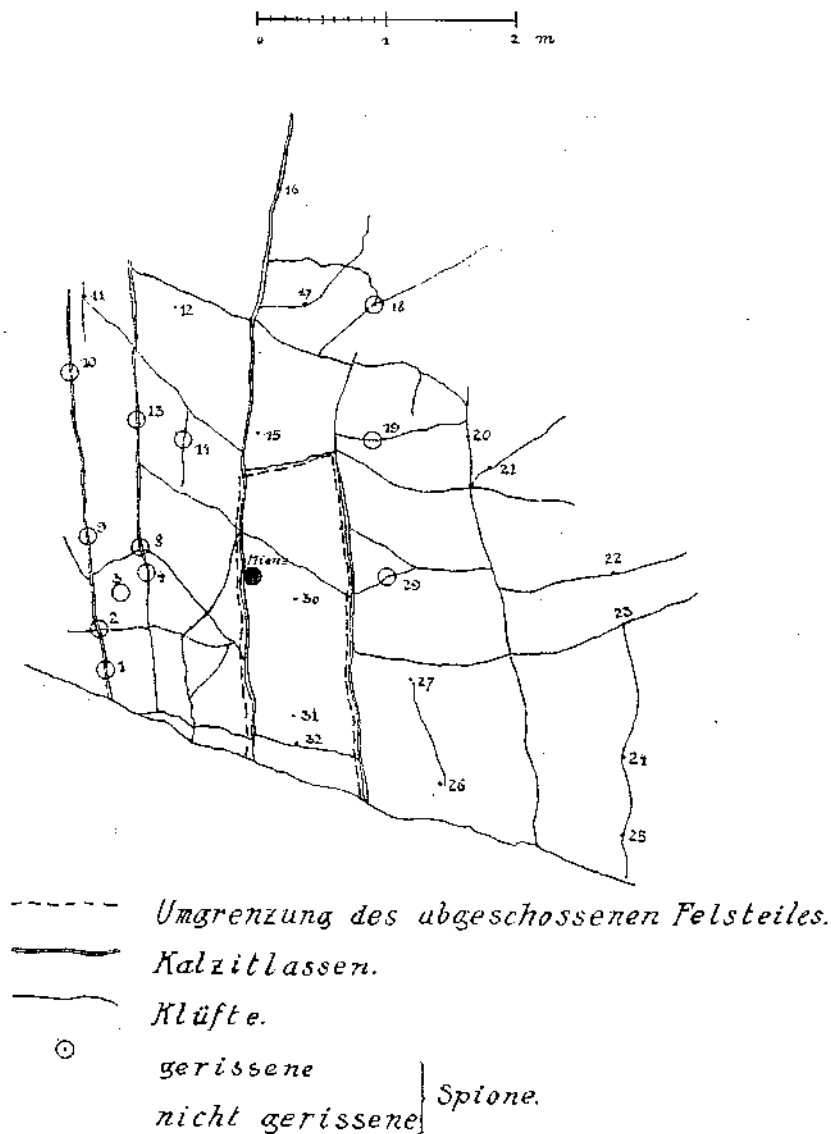


Fig. 21. Ansicht der Versuchswand.

Als Mindestprofil wurde der im Profil der südlichen Sperre angegebene Querschnitt ausgebrochen. Hierzu wurden die Bohrlöcher in der Länge von 0,5 bis 2,5 m möglichst sählig angesetzt und mit 1 bis 6 Patronen Dynammon und 1 Patrone Dynamit geladen. Die Herrichtung des Mauergrundes erfolgte jeweils auf Längen von 20 bis 40 m.

Um den Erschütterungsbereich solcher Schüsse zu ermitteln, wurde an einer 60° geneigten Fleckenmergelwand im Sperrgrunde eine

Einzel Sprengung vorgenommen. Die das Gestein durchziehenden Klüfte und Kalzitlinsen wurden vorher an den mit Nummern bezeichneten Stellen (siehe Fig. 21) mit Gipsplomben gedeckt. Das senkrecht zur Felsoberfläche stehende Bohrloch war 0.75 m lang. Die Ladung bestand aus 1 Patrone Dynamit Nr. 1 und 2 Patronen Dynamon. An den eingeringelten Stellen wurden die Plomben zerrissen.

Nach dem Sprengen und Abräumen alles gelockerten Gesteins wurde die Sperrensohle gekehrt, mit Preßwasser von 5 bis 8 Atmosphären Druck gewaschen und sorgfältig auf lockere Stellen abgeklopft. Diesen Vorgang wiederholten wir so oft, bis vollkommen fester, wasserdichter Baugrund sichergestellt war.

Die Tektonik des Osteudes des Sperrengrundes wird beherrscht durch den Aufschub der beiden Tithonschuppen. Die Stauchung der bildsamen Fleckenmergel ist vor deren Stirne aufs äußerste gesteigert. Das Tithonprofil beginnt dort mit 1. grauen, dichten, mergeligen Kalken, 2 m mächtig, aus denen 2. 0.4 m mächtige Krinoidenbreccien hervorgehen. Darüber liegen 3. 1.5 m hellgrauer, von spätigen Kalzitadern und -nestern durchwachsender Kalk, dann mit scharfer Grenze 4. rote und grüne Hornsteinmergel und mergelige rote Flaserkalke, bis zu 8 m mächtig, endlich 5. hellgrauer, spätiger Kalk wie bei Nr. 3, über 25 m stark. Diese große Mächtigkeit dürfte auf einer Verdopplung des Kalkes beruhen, weil sie bei ungestörten Profilen in der Umgebung des Spullerseees sonst 10 m nicht überschreitet.

Der abgedeckte Sperrengrund zeigt deutlich die Spuren der Bearbeitung durch Gletscher. Die Felsoberfläche war glatt geschliffen, stellenweise mit Kratzern versehen. Mehrere metertiefe Furchen liefen in der Richtung N—S über den Felsrücken. Die Richtung des Eisschubes war von N nach S. Nahe dem Westende der Sperre wurde eine 8 m tiefe, nordsüdlich verlaufende, vom Eise glattgeschleuerte Rinne aufgedeckt. Tafel VI.

An der Oberfläche war der Fels meist mit einer braunen 0.5 bis 20 cm starken Verwitterungsschicht überdeckt. Längs einzelner Linsen war die Verwitterung bis zu 1.5 m in das Gestein eingedrungen, die Linsen selbst waren mit braunem Verwitterungslehm ausgefüllt und führten bei feuchtem Wetter und nach der Schneeschmelze Wasser.

Am Westende der Sperre wurde in 3 bis 4 m Tiefe unter der Felsoberfläche eine nordsüdlich streichende, 20° gegen O fallende Kluft aufgedeckt, deren Umriß auf dem Sperrenplane punktiert eingetragen ist. Sie reicht über die Breite der Sperrensohle luft- und wasserseits hinaus. Ihre lichte Weite betrug bis zu 30 cm und war mit Lehm erfüllt. Aus ihrem hochgelegenen Westrande entsprangen zwei Quellen.

In die Grundfläche der südlichen Sperre treten alle in unserem Gebiete vorkommenden Steine vom oberen Dachsteinkalk bis zu den Kreideschiefeln ein. Die Sperrmauer erhebt sich auf einer Felsschwelle am tiefsten Punkt des Südschenkels der Spullersmulde, wo dieser vom Abflusse des Spullerseees durchschnitten wird. Dieser Südschenkel geht gerade dort aus einer nach N überkippten in eine steil nördlich fallende Lage über, so daß die Schichten im Sperrbereiche nahezu saiger stehen.

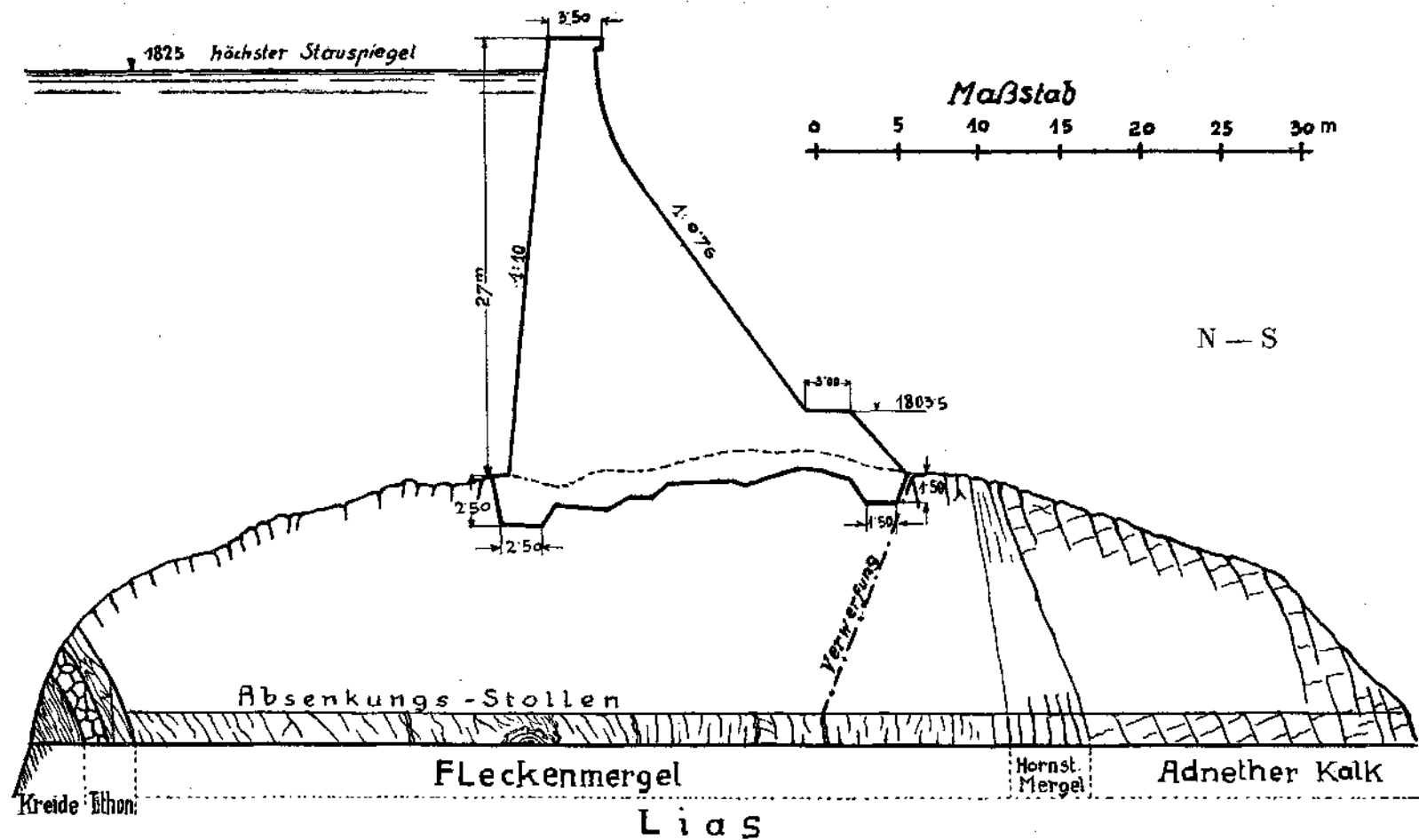


Fig. 22. Querschnitt durch die südliche Sperrmauer und durch den Absenkungsstollen (vgl. den Sperrenplan).

Das Streichen der Schichten geht vom Westende gegen das Ostende der Sperre aus O in NO über und beschreibt einen sanften, gegen den See geöffneten Bogen. Der Übergang vollzieht sich in einer Reihe von Verwerfungen, welche in nordöstlicher Richtung das Gesteinspaket durchstreichen und es in einzelne Blöcke zerlegen, von denen immer die östlichen gegen NO verschoben sind. Die bedeutendste Verwerfung streift gerade noch das Ostende der Mauer. Sie hat einen Verschiebungsbetrag von 250 *m* und verursachte eine Schleppung des westlich gelegenen Teiles gegen NO.

Dieser Schleppung und einer kleinen Verwerfung von 12 *m* Sprunghöhe, die den Sperrgrund schräg durchzieht, verdanken wir die Möglichkeit, den weitaus größten und wichtigsten Teil der Sperrmauer auf Liasfleckenmergel zu gründen. Man kann sich keinen besseren Baugrund für eine große Sperre denken, als die senkrecht aufgerichteten Schichtköpfe dieses harten und doch zähen, wasserdichten Gesteins, die wie natürliche Spundwände unter der Mauer in nahezu gleicher Richtung mit ihr hindurchziehen.

Der Rücken der Felsschwelle ist nicht breit. Er langt gerade für die Aufnahme der Sperre. Um den Fleckenmergeluntergrund auszunützen, mußte hier auf eine Bogenform der Mauer fast ganz verzichtet werden. Nur in der Mauermitte ist ein flaches Bogenstück von 5000 *m* Halbmesser angeordnet, in dessen Tangenten die geraden Flügel liegen. Da die Sperrmauern des Spullersee als Schwergewichtsmauern ausgeführt sind und daher jedes Mauerstück für sich standfest ist, hat die Form des Mauergrundrisses keinen Einfluß auf die Standfestigkeit der Mauern.

Betreten wir den Sperrgrund an seinem Westende, so stoßen wir zuerst auf gebankte Adnether Kalke, welche nach oben in rötlich-graue, dichte, von Hornsteinschnüren durchzogene Kalke (rund 8 *m* mächtig) übergehen.

Aus ihnen gehen die Lias-Fleckenmergel hervor, deren Mächtigkeit im Sperrbereich von 70 auf 100 *m* ansteigt. Im Gegensatz zur nördlichen Sperre liegen die Fleckenmergel auf der südlichen — abgesehen von den wenigen Verwerfungen — kaum gestört. Am abgedeckten Sperrgrunde konnte man weithin das Ausstreichen jedes einzelnen Schichtkopfes mit einem Blick verfolgen. Nur östlich der die Sperrmitte querenden Verwerfung sind die durchziehenden Linien der Mergelschichten durch Stauchung gewellt, um dann wieder in sanftem Schwunge bis zum Ostende der Sperre zu verlaufen. Doch deuten die Stauchungen und Kleinverwerfungen des Kalzitgeäders auf mannigfache Bewegungen des Kleingefüges.

Wie bei der nördlichen Sperre waren die Mergel von einer braunen, dünnen Verwitterungsrinde überzogen. Tonige Gesteinsschichten waren zwischen hornsteinreichen zurückgewittert, so daß die Schichtköpfe dieser wulstartig über jene hervorragten. Auch hier fehlt es nicht an ausgewitterten, lehmefüllten Lassen, die dann ausgebrochen und mit Zement hinterspritzt wurden. Der Abraum erreichte nirgends die Tiefe wie bei der nördlichen Sperre, nur an wenigen Stellen überschritt er 1.5 *m*, abgesehen von den planmäßigen Ansbrüchen, welche längs des beiderseitigen Mauerfußes aus baulichen Gründen gemacht wurden.

Über den Fleckenmergeln folgt mit scharfer Grenze ein schmales Tithonband, das sich in rote und graue Hornsteinmergel (1·5 m) und in lichtgraue, spätige Kalke (4·5 m) gliedert. Diese Kalke sind von Kalzitadern und Drusen durchwachsen, in denen sich prachtvolle, allseitig entwickelte Kalzitkristalle fanden. Die dichten mergeligen Kalke und die Krinoidenbreccien fehlen dem Tithonprofil der südlichen Sperré.¹⁾

Im mittleren Teile der Sperre treten seeseitig noch die Kreideschiefer in ihren Untergrund ein.

Am Ostende stößt die ganze Schichtfolge Lias-Kreide längs der erwähnten messerscharfen Verwerfung von 250 m Sprunghöhe an den nordöstlich streichenden, grob gebankten Dachsteinkalk.

Für die Zementeinspritzungen wurden die Lassen möglichst tief ausgekratzt und gewaschen. Dann wurden Gasrohre von 3 bis 5 m Länge an sie angesetzt und die Sohle der Mauer auf eine Höhe von 2 bis 4 m aufbetoniert. Erst nach dem Abbinden dieses Sohlenbetons wurde durch die Rohre unter einem Druck von 4 bis 5 Atmosphären flüssiger Zementbrei eingepreßt. Die größten Mengen, welche auf diese Weise durch einzelne Rohre in die Lassen eingespritzt werden konnten, betragen 10 bis 15 l.

Die Formen der Felsschwelle, auf der die südliche Sperrmauer steht, sprechen die eindringliche, klare Sprache diluvialer Eisbearbeitung. Prachtvoll treten auf blank geschuerten Rundbuckeln die Bänderstrukturen des Schichtgesteins heraus, die von den nordsüdlich laufenden Schrammen gekreuzt werden. Über die Tiefe des eiszeitlichen Kolkes, der heute nur zum kleineren Teil vom See, zum größeren von jungen Ablagerungen erfüllt wird, fehlen Anhaltspunkte. Der Aufstieg aus dem Seebecken auf die Höhe der Felsschwelle ist aber ungemein steil, besonders in den tieferen Teilen, die erst durch die Seeabsenkung und Gründungsarbeit erschlossen wurden. Beim Mundloch des Absenkungstollens beträgt die Neigung des seeseitigen Abfalles 70°, weiter östlich ist sie senkrecht, stellenweise sogar überhängend. Überall zeigt sie die Schrammung durch das von N nach S die Felsschwelle überschreitende Eis. Der Südabfall der Seeschwelle ist sanfter geneigt (siehe Fig. 23).

Zur vollen Ausnützung des Seebeckens als Speicher wurde die Wasserentnahme für den Hauptstollen rund 9 m unter den alten Seespiegel gelegt.²⁾ Dies bedingte eine Seeabsenkung während des Baues um 11 m. Der zu diesem Zwecke durch die südliche Seeschwelle vorgetriebene Absenkungstollen bestätigte die Regelmäßigkeit ihres Baues, siehe Fig. 22.

¹⁾ Die Aufnahme eines vollständigen Tithonprofils am Südostfuß des Gehrengrates ergab von unten nach oben: 1. 2·5 m grauer, dichter Kalk mit einzelnen Bänken und unregelmäßigen Nestern von Krinoidenbreccien, 2. 4·0 bis 6·0 m rote, dünngebankte, flaserige Mergel mit Ammoniten und Haiischzähnen, 3. 4 m rote und grüne, dünngebankte Hornsteine, 4. 5 m lichtgrauer, dichter, teilweise späterer Kalk mit Ammoniten und *Aptychus lamellosus*, stellenweise mit roten Mergelfasern und Schnüren von manganhaltigen Hornsteinen.

²⁾ Der Seespiegel lag vor Beginn des Baues auf der Höhe 1795, die Sohle des Hauptstollens beim Einlauf auf 1785·96, die des Absenkungstollens auf 1783·31, der tiefste Seespiegel während des Baues auf 1783·70, der tiefste Punkt des Seegrundes liegt auf 1777 m.

Während die nördliche Sperrmauer in ihrem Bedarfe an Stein für die Sand-, Schotter- und Bruchsteinerzeugung nur auf die östlich von ihr gelegene Tithonscholle angewiesen war, boten die Dachstein- und Dolomittkuppen in der Nachbarschaft der Südsperrre reichliche Gelegen-

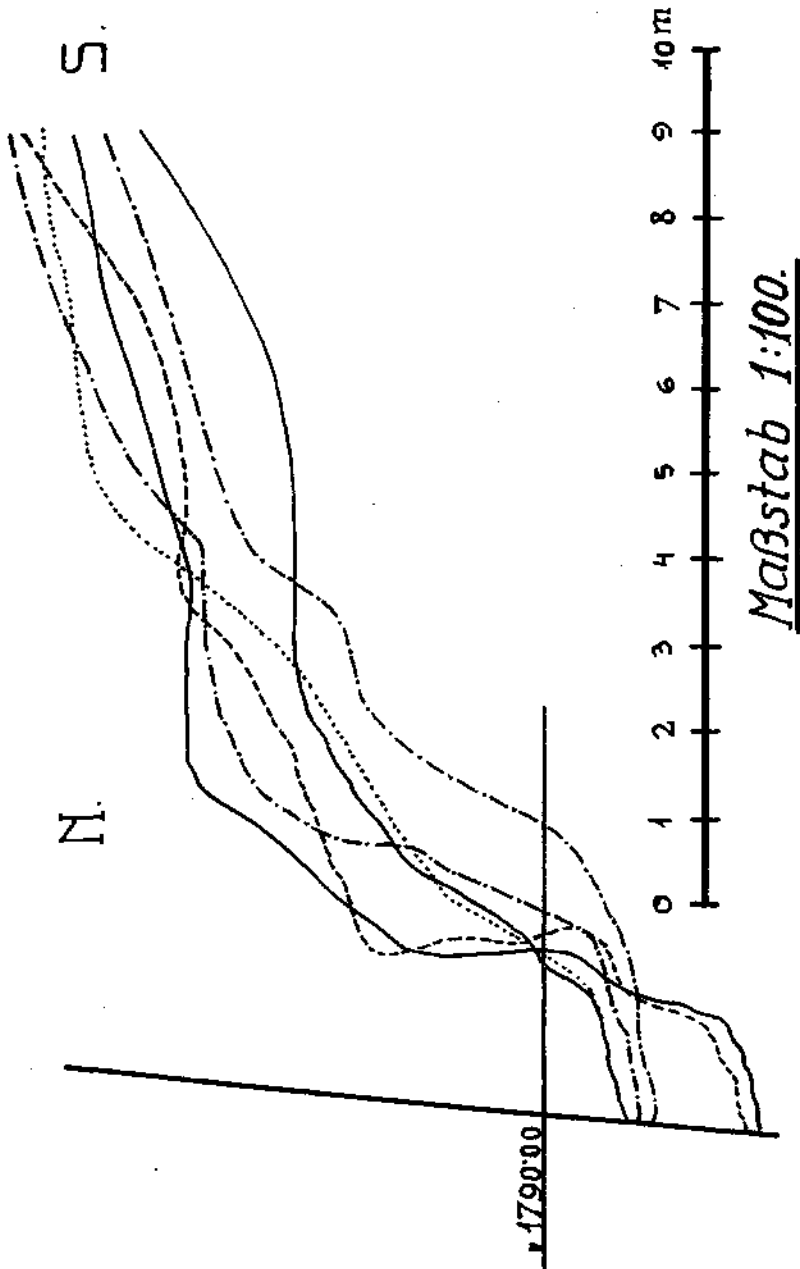


Fig. 23. Querschnitte durch den seeseitigen Abfall der Schwelle der südlichen Sperrre zwischen den Mauerfug 4 und 5. Abstand der einzelnen Schnitte je 4 m gegeneinander.

heit zur Deckung des Bedarfes an Baustoffen. Der Dachsteinkalk im Westen der Sperrre wurde in zwei Steinbrüchen abgebaut. Der untere diente zur Gewinnung von Bruchstein für Steineinlagen im Beton und für das luftseitige Blindmauerwerk. Er wurde aufgelassen, als die fortschreitende Erhöhung der Mauer die Steinzubringung auf Rollbahnen ohne Hebung nicht mehr gestattete.

Der obere Steinbruch, der nunmehr auch für die Zwecke des unteren herangezogen wurde, war hauptsächlich für die Gewinnung von Betonzuschlag bestimmt, der in einer Aufbereitungsanlage in drei Größenklassen als Schotter, Kies und Sand hergestellt wurde.

Der frischgebrochene Dolomit eignete sich wegen seiner bis ins kleine gehenden Klüftung nicht für die Verarbeitung zu Schotter und Kies. Beim Stampfen des Betons zerfallen größere Körner leicht nach der Klüftung und ihre Teile werden dann nicht mehr durch den Zementbrei verbunden. Dagegen eignet sich dieses spröde Gestein vorzüglich zur Sandgewinnung. Die in ihrer Leistungsfähigkeit ohnehin beschränkten Steinbrüche im Dachsteinkalk erfuhren dabei eine Entlastung. Für die Herstellung wasserdichten Betons ist die richtige Abstufung der Korngrößen der Zuschlagstoffe von ausschlaggebender Bedeutung. Sie geht beim Sande von 7 mm bis zum Staube feinsten Mahlunge herunter. Ein Sieb von 900 Maschen auf 1 cm² muß noch 8 Prozent des Sandes durchlassen. Der Dolomit wurde in zwei Steinbrüchen etwa 200 m südwestlich der Sperren gewonnen und in zwei Aufbereitungsanlagen, welche ausschließlich Sand erzeugten, gebrochen und gemahlen.

Eine Feststellung J. Knauers über den hohen Schwefelgehalt des Hauptdolomites am Kesselberg bei Kochel veranlaßte uns, den Dolomit unserer Steinbrüche auf Schwefel untersuchen zu lassen. Die Analyse ergab nur 0.064 Prozent SO₂.

Nach einer Ermittlung von Herrn Ing. G. Hiebleitner betrug in der Zeit vom 26. Juli bis 22. August 1925 der Aufwand für 1 m³ gebrochenen und zur Aufbereitung gelieferten Steins:

Steinbruch	Gestein	Entfernung der Aufbereitung <i>m</i>	Dynamit <i>kg</i>	Kapseln St.	Schnüre <i>m</i>	Stunden
Südliche Sperre	Dolomit	260	0.13	0.25	0.47	7.4
"	Dachsteinkalk	50	0.14	0.45	0.61	6.1
Nördliche Sperre	Tithonkalk	130	0.19	1.10	2.05	5.5

Vor dem wasserseitigen Fuß beider Sperren wurden gestampfte Lehmschüttungen eingebracht. Für die südliche Sperre lieferten die durch die Absenkung des Sees an seinem Südwestufer freigelegten Tegelager einen vorzüglichen Stoff. Ein dunkelblauer, toniger, glimmerhaltiger Schluff von mikroskopisch feinem Korn wurde dort in großen Mengen gewonnen. Er stammt zweifellos zum größten Teil aus dem Abtrage von Kreideschiefern und wurde am Grunde mehrerer Buchten des Sees abgelagert.

Für die nördliche Sperre lag kein derartiger Fundort in erreichbarer Nähe. Dort behalf man sich mit dem braunen Verwitterungslehm,

der an vielen Stellen die Fleckenmergel überlagert. Er ist grobkörniger und führt feinsandige Beimengungen.

Zu den an Ort und Stelle gewonnenen Baustoffen gehört auch das zur Betonbereitung verwendete Wasser. Da schon geringe Mengen von Schwefel auf den Beton zersetzend einwirken, wurde jedes für die Betonierung verwendete Wasser vorher untersucht. Oberhalb des Ostflügels der Südsperrre fand sich in einer Höhe von 1870 *m* eine Quelle im Dachsteinkalk, welche reichliches und einwandfreies Wasser lieferte.

Für die nördliche Sperrre wurde anfangs die Zuleitung einiger im obersten Lechgebiet verstreuter Quellen versucht, aber dann wegen deren Unbeständigkeit aufgegeben. In der Folge wurde das Bauwasser dort größtenteils mit einer schwimmenden Pumpenanlage dem See entnommen. Die von Prof. M. Gläser im Laboratorium der Bundesbahndirektion Innsbruck ausgeführten Untersuchungen ergaben die Verwendbarkeit des Seewassers für Bauzwecke. Die Proben wurden in verschiedenen Tiefen nahe dem Westufer des Sees entnommen.

Entnahmetiefe unter Wasserspiegel <i>m</i>	Zeit der Entnahme	Gramm auf 1 Liter Wasser							Gesamthärte
		CO ₂		Cl	SO ₃	O absor- biert	Ca O	Mg O	
		frei	gebunden						
2	5. 4. 22	0·0605	0·0060	0·0043	0·0072	0·0078	0·0614	0·0120	7·82°
3	21. 9. 22	0·0484	0·0031	0·0071	0·0043	0·0097	0·0504	0·0091	6·31°
4·5	5. 4. 22	0·0638	0·0072	0·0064	0·0092	0·0064	0·0666	0·0122	8·37°
6	21. 9. 22	0·0473	0·0037	0·0050	0·0037	0·0089	0·0507	0·0077	6·15°

Die Absenkung des Sees um 11 *m* hatte mehrfach Uferbrüche zur Folge. Sie beschränkten sich fast ausschließlich auf Strecken, welche aus Schluff zusammengesetzt waren und von der darüberliegenden Lehne her ständig durchfeuchtet wurden. Die einzige Ausnahme von dieser Regel machte ein etwa 30 *cm* hoher, bis 150 *m* langer Bruch, der nördlich der Alpbachmündung in einer Entfernung von 10 *m* dem Ostufer des Sees folgte. Alle anderen Uferbrüche waren von oben her mit Wasser durchtränkt und setzten sich aus einer Reihe von Staffelbrüchen zusammen, welche bis zu 1·2 *m* Einzelhöhe erreichten. Am schönsten war diese Erscheinung in der Südostecke des Sees ausgebildet, aber auch am Südwestufer und in der Nordostecke brach der Tegel in großen Stufen zum abgesenkten Seespiegel nieder.

In der Schweizer Bauzeitung 1923 veröffentlichte Prof. Meyer-Peter (Zürich) im Anschlusse an eine Besprechung der bei der Absenkung des Davoser Sees entstandenen Uferbrüche eine Untersuchung über die

Ursachen von Uferbrüchen bei Absenkung des Wasserspiegels. Er macht für die Uferabbrüche die einseitige „Zusatzspannung“ verantwortlich, welche als Unterschied der Belastung des Seegrundes σ_1 und der in

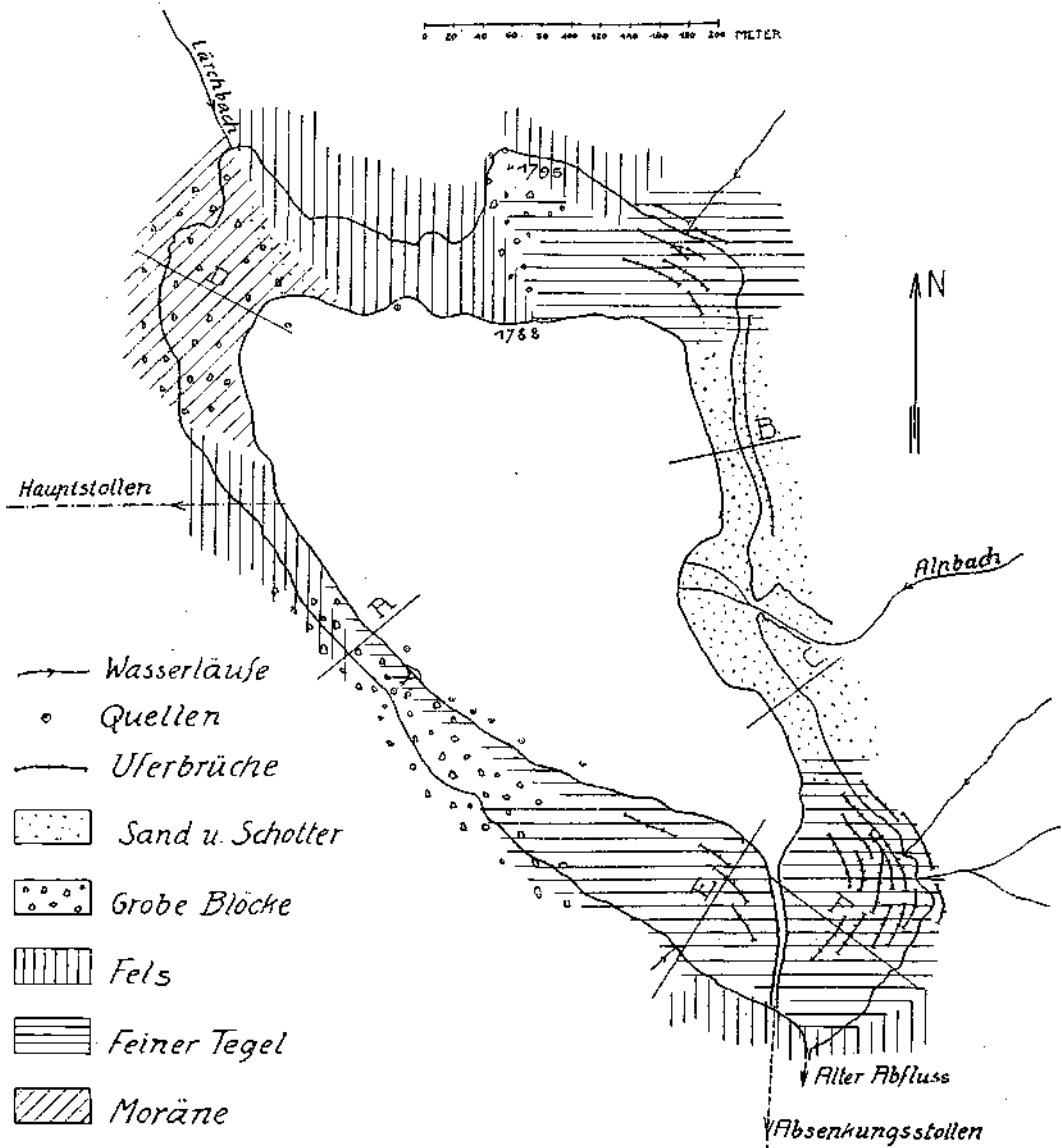


Fig. 24. Bodenverhältnisse an den Ufern des um 7 m abgesenkten Spullersees.

derselben Tiefe unter dem Ufer wirksamen Belastung des Bodens σ_2 den Fuß der Böschung ausquetscht und so das Ufer selbst zum Nachbrechen bringt.

Aus Fig. 25 entwickelt Meyer-Peter die Gleichungen:

$$\sigma_1 = H_1 - H_2 - H$$

$$\sigma_2 = H_1 \gamma_s + (H_1 - H_2) \frac{n}{100}$$

worin γ_s das spezifische Gewicht des erdfeuchten Bodens und n den prozentualen Rauminhalt der nicht kapillaren Hohlräume des Bodens bezogen auf den Gesamtraum des Bodens bedeutet. Die Zusatzspannung ist

$$1. \sigma_z = \sigma_2 - \sigma_1 = H_1 \left(\gamma_s - 1 + \frac{n}{100} \right) + H_2 \left(1 - \frac{n}{100} \right) + H$$

Bei einer Änderung des senkrechten Abstandes zwischen Grundwasserspiegel und Seespiegel ändert sich σ_z um

$$2. \Delta \sigma_z = \Delta H \left(1 - \frac{n}{100} \right)$$

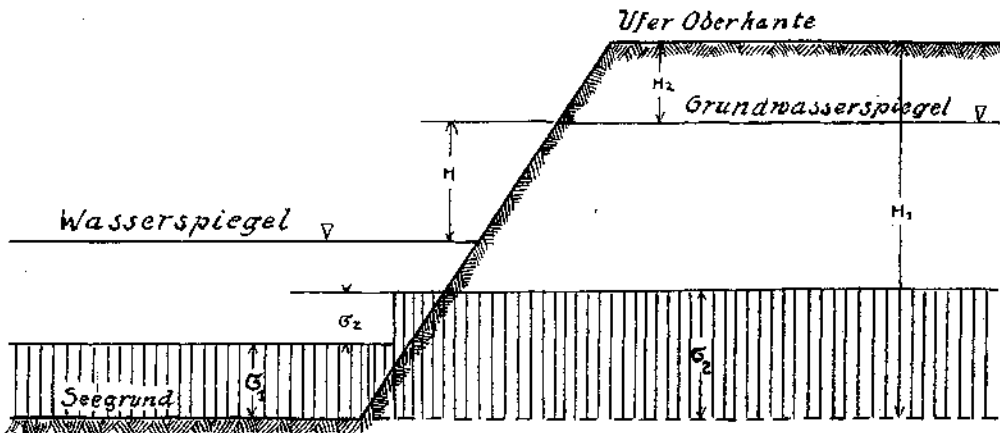


Fig. 25.

Die große Abwechslung in der Bodenbeschaffenheit in unmittelbaren Uferbereiche des Spullersee führt in der Natur eine Abwandlung der Veränderlichen in den Gleichungen 1. und 2. durch und gestattet einen Einblick in die Ursachen der Erscheinung und in die Vollkommenheit ihrer rechnerischen Erfassung.

In Fig. 24 ist die Zusammensetzung der Seeufer schematisch wiedergegeben.

Der Wert $\Delta \sigma_z$ steigt mit zunehmendem H und mit abnehmendem n . Beides wird durch die Tatsachen bestätigt. Der Boden besteht in der NO- und SO-Ecke des Sees, wo die zahlreichsten und bedeutendsten gestaffelten Uferbrüche vorkamen, aus sehr feinkörnigem, glimmerhaltigem, wenig sandigem Tegel, dessen nichtkapillare Hohlräume nur einen verhältnismäßig kleinen Prozentsatz seines Gesamtinhaltes betragen dürften. Das n ist hier also klein.

An denselben stellen erreichte H dadurch einen verhältnismäßig großen Wert, daß die zusitzenden Quellen den Grundwasserspiegel dauernd hochhielten, während der Seespiegel absank, zum Unterschiede von anderen Uferstellen, wo in Ermanglung ständiger Wasserzufuhr der Grundwasserspiegel die Senkung des Seespiegels mehr oder weniger mitmachte.

Derselbe Tegel wie in der SO-Ecke des Sees liegt auch am SW-Ufer. Hier war aber die Durchfeuchtung von oben geringer, das H erreichte

daher, verglichen mit den anderen Uferstellen, nur einen mittleren Wert. Das n kann so niedrig wie bei den vorherbesprochenen Stellen angenommen werden. Die Neigung ist, wie das Profil *E* zeigt, flach. Die Übereinstimmung mit der Gleichung 2. ist gut, denn die Uferbrüche waren nicht so bedeutend wie an den beiden erstgenannten Stellen.

Für den langen, vereinzelt Bruch nördlich der Alpbachmündung geben die verhältnismäßig großen Werte von H_1 und H_2 , denen allerdings

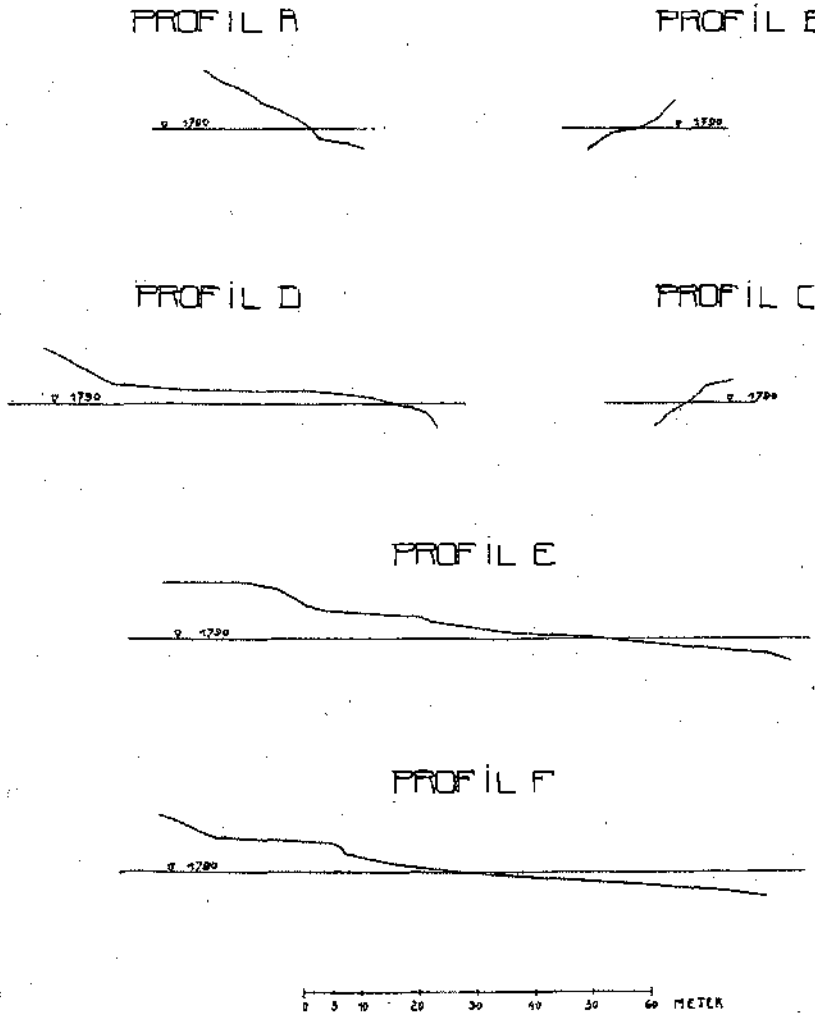


Fig. 26. Schnitte durch das Ufer des abgesenkten Spullersees. Die Bezeichnung der Schnitte bezieht sich auf die Fig. 24.

ein großer Prozentsatz der Hohlräume entgegenwirkt, eine genügende Erklärung.

In der Nordwestecke des Sees besteht das durch die Absenkung freigelegte Ufer aus Moräne, in der jede Korngröße vom Grobblock bis zum feinsten Sand und Lehm vertreten ist, und — als Zusatz — aus dem durch die Lawinen herabgeführten Bergschutt. Auch hier war das n klein und das H groß, weil sich in dieser Ecke der Lärchbach als ständiger Zubringer in den See ergießt. Die Neigung ist nicht geringer

als am Südwestufer, auch H_1 kann hier ähnlich wie dort bewertet werden. Ein größerer Wert für γ_s , der hier wegen der vielen großen Blöcke angenommen werden kann, müßte nach der Gleichung 1. Uferrisse begünstigen. Trotzdem traten hier keine Brüche ein.

Dieses verschiedene Verhalten kann somit durch Abwandlung der Veränderlichen in den Gleichungen 1. und 2. nicht erklärt werden und es müssen hierzu noch andere Bedingungen herangezogen werden. Als solche kommen die physikalischen Eigenschaften des Bodens in Betracht, deren Klarlegung erst in jüngster Zeit durch die Forschungen von Terzaghi¹⁾ eingeleitet wurde. Leider standen seine Veröffentlichungen zur Zeit, als der See abgesenkt war, noch nicht zur Verfügung, und so wurde die Gelegenheit versäumt, die Untersuchung der verschiedenen Uferböden nach den neuen bodenphysikalischen Gesichtspunkten zu versuchen. Korngröße und Ungleichförmigkeit, Innenreibung, Verdichtungsfähigkeit, Elastizität und Druckfestigkeit der Böden beeinflussen jedenfalls sehr stark das Ansprechen der Ufer auf Seeabsenkungen, und diese Kennzeichen werden nur zum Teil und in ungenügender Charakteristik erfaßt von den Werten γ_s und n der oben besprochenen Gleichungen. Schließlich müßte auch der Böschungswinkel berücksichtigt werden.

Die beim Bau von Wasserkraftanlagen öfters vorkommende künstliche Seeabsenkung bietet fast die einzige Möglichkeit, in planmäßigem Großversuche das physikalische Verhalten der Ufersedimente zu erforschen. Bei der technischen und wirtschaftlichen Bedeutung dieser Frage ist dringend zu wünschen, daß keine solche Gelegenheit unbenutzt gelassen wird, und daß Hand in Hand damit auch die Laboratoriumsforschung durchgeführt wird, welche durch die neue Erdbaumechanik erschlossen wurde.

Die nach der Seeabsenkung vorgenommene Messung der alten Deltaböschung ergab 30 bis 37 Grad Neigung.

Auch in anderer Weise wurde das Gleichgewicht der Oberflächenformen am Seeufer gestört. Vor der Absenkung floß der Alpbach über seinen weit ausgebreiteten Schuttkegel in einem rund 1 m tiefen Bett zum See hinab, in den er ein steiles Delta vorbaute. Durch die Absenkung wurde seine Erosionsbasis fast plötzlich um 11 m tiefer gelegt, so daß der Bach über eine hohe Stufe herabfiel. Sofort begann er diese Stufe nach rückwärts zu verlegen und sein Gefälle nach dem neuen Fußpunkt auszugleichen. Unterhalb der Stufe aber bildete sich ein Cañon mit scharfen Bruchrändern, an dessen Ausgange sich ein neuer flacher Schuttkegel mit steiler Deltaböschung in den See hinaus-schob. Der mäandernde Bach verbreiterte schnell durch Unterschneiden der Steilhänge diese Schlucht.

Alle diese sich gegenseitig bedingenden Veränderungen griffen zeitlich ineinander und liefen in wenigen Monaten in einen neuen Beharrungszustand aus. Dieser bestand in einer von oben nach unten immer breiter und tiefer werdenden Bachschlucht, welche ungefähr bei der Alpwegbrücke im alten Schuttkegel begann und in gleichmäßigem

1) Dr. Ing. Karl Terzaghi, Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage, Wien u. Leipzig 1925.

Gefäll von 3·3 Prozent zu einem weit ausgebreiteten jungen Schuttkegel am neuen Seeufer führte.

Der See friert alljährlich Mitte November zu und taut in der zweiten Maihälfte wieder auf. Die Eisdecke ist infolge des Wechsels von Frost- und Tauwetter, Regen, Schnee und Trockenheit von wechselnder Zusammensetzung und wird 1 m stark.

Eine Messung der Wassertemperaturen durch Herrn Oberkommissär Ing. H. Weigl am 3. Jänner 1923 ergab folgende Werte:

0·20 m	unter dem eisbedeckten Wasserspiegel	0·1° C
3·00 m	" " " "	1·2° C
6·00 m	" " " "	1·3° C
7·00 m	" " " " (Seeboden)	1·25° C

Am selben Tag betrug die Temperatur verschiedener Quellen im Hauptstollen 2—2·5° und die einer Unterwasserquelle im See 3·9° C.

Im Streichen der Kreideschiefer treten im See nahe seinem Südwestufer eine ganze Reihe solcher Quellen auf, welche in Fig. 24 eingetragen sind. Sie liegen im Schichtstreichen der Kreideschiefer und verrieten sich dadurch, daß über ihnen kreisrunde Löcher in der Eisdecke lange offen blieben und im Frühjahr vorzeitig ausschmolzen.

Hauptstollen.

Der Hauptstollen durchfährt von der Grafenspitze bis zum See alle Schichtglieder unseres Gebirges vom Hauptdolomit bis zur Kreide.

Das angeschlossene Stollenprofil gibt ein aufgeklapptes Bild der Ulmen und der Firste wieder.

Die Aufnahme erfolgte im Anschluß an den Vortrieb des 1895 m langen Richtstollens von 2×2 m Querschnitt. Die Längen wurden hiezu alle 5 m eingemessen und bezeichnet, dazwischen abgeschritten.

Der Stollenteil zwischen See und Fenster 1 wurde nach der Ausweitung noch einmal aufgenommen, weil sich die Wasserverhältnisse dann besser überblicken ließen und gerade ihrer Aufnahme wegen der beabsichtigten Dichtung der Stollenauskleidung eine besondere Bedeutung zukam. Hier kam der Aufnahme zugute, daß die Stollenwandung vor der Betonierung gründlich gesäubert und mit Preßwasser abgewaschen wurde, so daß viele Einzelheiten, welche bei der ersten Aufnahme übersehen worden waren, klar heraustraten.

Das Streichen und Fallen der Schichtung wurde an etwa 900 Stellen gemessen, ebenso die Hauptklüftungsrichtungen. Diese Angaben konnten wegen der Raumbeschränkung nicht in die Beilage aufgenommen werden. Aus demselben Grund unterblieb die Eintragung der Zimmerung und eine ausführlichere Darstellung der Wasserführung. In der Darstellung wurden die Gesteinsart und -tracht hervorgehoben, weil sie technisch wichtiger sind, als die stratigraphische Einteilung, die nur am Rande des Bildstreifens vermerkt ist.

Der Hauptstollen durchfährt zwei verschiedene Bauglieder des Gebirges, die durch die große Formarinverwerfung voneinander geschieden sind. Der obere Teil, bis zum St. M. (Stollenmeter) 1100,

durchörtert in spitzem Winkel den Kern und den Südflügel der Spullersmulde. Hier herrscht bei überkippter Lagerung, gleichmäßiges westnordwestliches Streichen mit steilem Südfallen. Der untere Stollenteil, vom St. M. 1300 an, liegt in dem langen und schmalen Zuge, der zwischen der Formarinverwerfung und der Grenze des Kristallins den eigentlichen Südfall des Gebirges zusammensetzt. Hier geht das Streichen ostnordöstlich, das Fallen steil nördlich, oft saiger. Zwischen beiden Gebieten durchfährt der Stollen die Störungszone der Formarinverwerfung. Während der obere Stollenteil einen reichen Wechsel an Gesteinen aufweist, liegt der untere ganz im einförmigen Hauptdolomit.

Im oberen Stollenteil treten zahlreiche Quellen aus dem Gebirge in den Stollen aus, auf die wir später zurückkommen.

Betritt man den Hauptstollen vom See her, so kommt man vom Einlauf bis zum St. M. 217 durch Kreideschichten. Es sind dunkle, äußerst feinkörnige, mergelige Tonschiefer, die von einzelnen in der Schichtung liegenden Kalzitlinsen durchzogen werden. Unregelmäßig verlaufende, mit Kalzit verheilte Klüfte durchziehen das Gestein und verbinden mit ihrem weißen Geäder die Schichtlinsen. An das so entstehende weitmaschige Netz von Kalzitadern ist die Wasserführung des im übrigen wasserdichten Gesteins geknüpft. Das Gestein besitzt eine deutliche Druckschieferung. Die oft mehrblättrigen Kalzitadern sind häufig in enge, gekröseartige Falten gestaucht. Die Ausstriche von Bewegungsflächen sind nur an wenigen Stellen zu erkennen.

Von St. M. 217 bis 228 durchstößt der Stollen das schmale Tithonband, das sich in unserem Gebiet fast überall zwischen Kreide und Lias einschiebt. Es besteht hier nur aus den lichtgrauen, spätigen Aptychenkalken und den bunten Hornsteinmergeln. Die Kalke führten reichlich Wasser. Sie bilden einen durchlässigen Horizont zwischen verhältnismäßig dichten Gesteinen. Die Abgrenzung des Tithons ist nach oben und unten scharf.

Die nun folgenden Fleckenmergel reichen bis zum St. M. 350. Sie gleichen in ihrer Tracht und wenig gestörten Lagerung vollkommen den Fleckenmergeln der Südsperrre. Ihre gestauchten Kalzitlinsen und ihr Kluffgeäder erinnern an die gleiche Erscheinung bei den Kreideschiefern. Gegen O zu gehen sie in Hornsteinmergel über und entsenden, wohl beeinflusst durch den nahen Kalk, eine größere Anzahl von Quellen in den Stollen.

Während bisher die Stollenwände ein ziemlich einheitliches und auch eintöniges Bild der Kleintektonik der Mergel gaben, ändert sich dies wie mit einem Schlage, sobald man in die Kalkzone eintritt. Mit den zähen und den spröden Gesteinen stoßen die zwei Verformungsarten Biegen und Brechen unmittelbar aneinander. Das ganze, vom Stollen auf 300 m durchfahrene Kalkgebiet ist eigentlich eine einzige Riesenbreccie. Das Ausmaß der Verschiebungen ist meist nicht groß, oft nur wenige Dezimeter aber diese Verschiebungen durchsetzen das Gebirge nach allen Richtungen und zerlegen es in unregelmäßige Blöcke jeder Größe.

Von St. M. 375 bis 407 durchfährt der Stollen Adnether Kalk. Unter dichten, granbraunen Kalken folgen rote, dünnbankige, flaserige Mergel, darunter liegen undeutlich geschichtete, zerklüftete rote Kalke. Einige

Klüfte in diesen sind mit achatartigen Saalbändern vom lichtgrauen Absatz des benachbarten Dachsteinkalkes erfüllt. Dort im Dachsteinkalk tritt genau das Gegenspiel hiezu auf.

Der Dachsteinkalk setzt an einer Verwerfungsfläche mit Rifffalk ein, der ganz von Korallen und Megaladonten erfüllt ist. Dichte, lichtgraue, fossilere Stücke wechseln mit Rifffalken, immer begrenzt von Verwerfungsclüften. Bei St. M. 434 treten zum erstenmal grüne und rote, feingeschichtete Mergel in diesen Cañon ein. Als ganze Blöcke ebenfalls der starren Mechanik des Kalkes unterworfen, hat ihr Inneres die geschmeidige Formensprache der Mergel bewahrt.

Ihren Höhepunkt erreicht die Zerklüftung in der Nähe des St. M. 500. Ein Keil von Adnetherkalk ragt hier — mitten im Dachsteinkalk — bis zum Stollen herauf. Vielleicht ist sein Abbild über Tag die große Falte, die sich durch die Nordwand des Blattnitzer Jobes zieht. Im Stollen wurden dort einige Kamine angeschlagen. Sie führten viel Wasser und waren größtenteils lehrnerfüllt. Vor der Herstellung der Stollenverkleidung wurden sie mit Betonpfropfen geschlossen und durch diese hindurch mit Preßmörtel hinterspritzt. Die Quellen erreichten in dem Stollenteile zwischen St. M. 500 und 562 ihre größte Stärke. Eine ähnliche Stelle findet sich noch zwischen St. M. 660 und 670.

Die Grenze zwischen Dachsteinkalk und Kössener Schichten ist nicht klar, denn Korallenkalke finden sich in beiden. Sie liegt jedenfalls in der Nähe des ersten Auftretens dunkelgrauer, gut geschichteter Kalkmergel, welche gegen die bunten Mergel des Dachsteinkalkes auffallend abstechen. Im Profil wurde die Grenze bei St. M. 681 eingezeichnet, weil sich dort zum erstenmal neben den grobstengeligen Korallen des Dachsteinkalkes eine zarter gebaute fand. Über freundliche Vermittlung des Herrn Kustos Dr. F. Trauth hat sie Dr. O. Kühn besichtigt und als *Pinacophyllum* aff. *unnulatum* (Reuss) Frech angesprochen.

400 m lang durchfährt der Stollen nun Kössener Schichten. Im oberen Teil bestehen sie aus wechsellagernden Korallenkalcken, mergeligen Kalcken und dunklen Kalkmergeln. Das Gestein wird nach unten immer mergeliger, eine dünnbankige Schichtung herrscht vor. Einzelne Blätter von weichen, braunschwarzen Schiefern schieben sich ein und nehmen nach unten an Häufigkeit und Mächtigkeit zu, während die Korallenkalcke ausbleiben. Die kalkreicheren Lagen sind stark zerklüftet und spenden zahlreiche Quellen. Vom St. M. 955 an hören die Quellen plötzlich auf. Beim St. M. 1000 werden die dunklen Schiefer allein herrschend. Sie sind verworfen und ihre feimblätterige Schichtung zeigt eigentümlich walzenartige Einrollungen. Von hier führt das 90 m lange Fenster 1 durch gefaltete Schiefer und Mergel an den Tag.

Weithin wechsellagern die weichen Schiefer mit Mergelbänken bei regelmäßiger Lagerung, nur einmal unterbrochen von einem eingerollten Paket, bis die Mergel bei einer Verwerfung mit einer Mylonitzone an Plattenkalk stoßen (St. M. 1096). Der Stollen ist hier in den Bereich der Fornarinverwerfung eingetreten. In dieser Zone, die bis zum St. M. 1300 reicht, wechselt das Streichen und Fallen mehrfach und

plötzlich. Eine ganze Anzahl von Gesteinsschollen sind hier ineinander gestoßen, darunter auch zwei Schollen von Kössener Mergeln und Schieferen! Vor ihren Stirnen ist das Nachbargestein zermalmt. Auch die Schieferlagen sind zerquetscht und ineinander gestaucht. Allmählich klingt die heftige Bewegung gegen W aus.

Bei St. M. 1270 geht der Plattenkalk in Hauptdolomit über, der das weiterhin eintönige Bild des Stollens beherrscht. Der Stollen führt nahezu im Streichen des Dolomits. Die einzige Abwechslung bringt die Änderung der Klüftigkeit. Viele Klüfte sind mit Kalk- oder Dolomitspat verheilt; viele sind offen und dann meist mit einem sehr feinkörnigen Mergelstaub ausgefüllt, der bei Wasserzutritt zusammenklebt. Diese Schmierlassen erreichen bis zu 5 cm Mächtigkeit. An den klüftigen Stellen treten trotz 80—120 m Überlagerung die Niederschlagwässer schon nach 3—5 Stunden in den Stollen ein.

Vor Erreichung des Fensters 3 biegt die Stollenachse, die vom See her die Richtung N 68° O eingehalten hatte, in die Richtung N 13° W um. Der Dolomit wird nun senkrecht zum Streichen durchörtert. Der Stollen führt hier unter der „weißen Rufe“ durch in den nach drei Seiten freistehenden Bergkegel der Grafenspitze. Das Gestein steht schon unter dem Einflusse der Verwitterung und ist stellenweise zu feinem Grus aufgelöst. Hier und im Fenster 3 erforderte schon der Vortrieb des Richtstollens schweren Einbau. Am steilen Südabfall der Grafenspitze erreichte der Richtstollen den Tag.

Die Verhüllung des Geländes mit Schutt- und Pflanzendecke verhinderte eine Verfolgung der im Stollen beobachteten Kleintektonik über Tag. Selbst die im Stollen oft und in großer Mächtigkeit auftretenden bunten Mergel des Dachsteinkalkes konnten an der Oberfläche nur an zwei Stellen nachgewiesen werden: südlich des Blattnitzerjochgipfels bilden sie unter dem Einflusse der Formarinverwerfung eine enggepreßte Mulde, die von den Hölltobelbaracken aus gut sichtbar ist; ein zweitesmal stehen sie am Vornetz unter dem Aufschwunge des Ostgrates des Blattnitzerjoches an.

Der obere Stollenteil hat, wie erwähnt, zahlreiche Quellen angeschlagen. Sie sind im Stollenprofil verzeichnet. Über die Herkunft dieses Wassers haben die Herren Ministerialrat Ing. M. Singer und Oberbergrat Dr. O. Ampferer übereinstimmende Gutachten abgegeben.

Der überkippte Südflügel der Spullersmulde leitete zwischen seinen Schichtblättern von abwechselnd wasserdichtem und durchlässigem Gestein einen Grundwasserstrom gegen O, wo er größtenteils am Grapsboden südlich und unterhalb des Spullersees in einigen Quellen zutage trat. Der Stollen durchfährt dieses System von Wasserträgern in spitzem Winkel zum Schichtstreichen und wirkt so als Drainage. Er hat nun die Richtung der Entwässerung umgekehrt und führt sie nach W beim Fenster 1 heraus. Das oberflächliche Einzugsgebiet dieses Grundwasserstromes fällt fast ganz außerhalb des Einzugsgebietes des Spullersees. Es liegt im S und W von diesem und erhält wahrscheinlich noch Zufluß aus dem Glongebiete.

Mit dem Beginn der Schneeschmelze und mit dem Auftauen der gefrorenen Humusdecke springt die Wasserführung im April plötzlich an; sie erreicht nach Beendigung der Schneeschmelze ihren Höhenpunkt und sinkt dann bis Mitte Jänner auf 0 herab. In der Beilage ist sie für das Jahr 1923 mit den Beziehungen dargestellt, die sie mit der Schneeschmelze, den Lufttemperaturen, Niederschlägen und dem oberirdischen Abflusse des Spullersees verknüpfen. In diesem wie in der unterirdischen Entwässerung des Stollengebietes kommen flüssige Niederschläge fast gleichzeitig zur Auswirkung. Die Wege, die das Oberflächenwasser bis zum Stollen zurückzulegen hat, können daher nicht lang sein.

Es sind gegen 200 Quellen, die sich in den Stollen ergießen. Die meisten sind an Kalzitadern der Mergel oder an Verwerfungen im Kalk gebunden. Im Stollenprofil sind sie nach drei Größenklassen verzeichnet. Die stärkste Quelle bei St. M. 540 liefert im Frühsommer 12 *sek/l.* Bei einigen Quellen wurde das Anschwellen des Wassers im Frühjahr verfolgt:

Lage der Quelle Stollenmeter:	Ergiebigkeit der Quelle in Sekundenliter in den Tagen 1923:								
	25. IV.	26. IV.	27. IV.	28. IV.	30. IV.	2. V.	3. V.	4. V.	8. V.
162							0.5	0.7	1.0
658	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.5	0.5	0.8
660								2.0	5.0
723	0.3	0.3						1.0	1.3
806	2.7	2.7	2.7	2.7	3.0	3.0	3.0	5.0	10.0
807							0.9	1.1	4.0
809	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.2	1.4	1.7	2.2

Über die Temperaturen einiger Quellen unterrichten folgende Messungen durch Herrn Oberkommissär Ing. H. Weigl:

Lage der Quelle Stollenmeter	100 211 245 327 362 388 397 541 551 660 806 955												
Temperatur in Grad C	3. I. 1923	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.5	2.4
	18. IV. 1923	4.2	2.1	2.3	2.7	3.3	3.4	3.4	4.7	3.4	4.7	4.8	5.0

Die Lufttemperatur im Stollen betrug am 18. April zur Zeit der Quellmessung + 5°. Die ersten drei Kolonnen beziehen sich nicht auf Einzelquellen, sondern auf das in der Stollensohle gesammelte Quellwasser. Im allgemeinen steigen die Temperaturen gegen W an.

Die Quellen bei St. M. 955 und 1215 waren die einzigen, die ganzjährig flossen.

Die chemische Untersuchung der Quellen im Laboratorium der Bundesbahndirektion Innsbruck durch Herrn Professor M. Gläser ergab.

Quellen im Stollenmeter	Zeit der Entnahme	Gramm auf 1 Liter Wasser							Gesamthärte d
		CO ₂		Cl	SO ₃	O absorbiert	Ca O	Mg O	
162	10. 11. 22	0·0605	0·0061	0·0057	0·0234	0·0069	0·0526	0·0247	8·72°
327	"	0·0495	0·0055	0·0036	0·0089	0·0103	0·0359	0·0211	6·68°
460	5. 4. 22	0·0528	0·0088	0·0071	0·0048	0·0019	0·0526	0·0121	6·95°
658	3. 4. 22	0·0495	0·0033	0·0050	0·0085	0·0101	0·0411	0·0163	6·39°
725	19. 12. 22	0·0462	0·0039	0·0050	0·0089	0·0104	0·0378	0·0176	6·26°
806	"	0·0528	0·0050	0·0043	0·0194	0·0090	0·0414	0·0260	7·98°
927	6. 4. 22	0·0979	0·0055	0·0043	0·1161	0·0068	0·0595	0·0555	13·72°
1215	3. 4. 22	0·0484	0·0028	0·0036	0·0092	0·0099	0·0389	0·0198	6·66°

Im ersten Entwurf der Oberwasserführung war ein wasserdichter Druckstollen vorgesehen. Auch als dieser Plan zugunsten eines Rohrstellens abgeändert worden war, bestand noch die Absicht, das Grundwasser durch eine vollkommen wasserdichte Ausmauerung des Stollens in seine alten Wege im Gebirge zurückzudrängen und die Quellen am Grapsboden wieder zu beleben, welche seit dem Stollendurchschlag versiegt waren. Am Grapsboden war die Fassung und das Einpumpen dieses Wassers in den Spullersee in Aussicht genommen.

Die Stollenausmauerung hatte auch den Erfolg, daß die meisten Grapsbodenquellen wieder Wasser führten, doch zeigte es sich, daß trotz der Hinterspritzung der Mauerung eine vollkommene Dichtung der Stollenwandung nur mit großem Aufwand zu erreichen gewesen wäre. Die Hinterspritzung hätte fortgesetzt und der Stollen auf seine ganze Länge mit einem inneren Glattputz versehen werden müssen.

Unter diesen Umständen wurde die Absicht, das Wasser in den Berg zurückzudrängen, aufgegeben, und seine Einpumpung unmittelbar in die Stollenrohrleitung vorgesehen.

Die Quellen wurden gefaßt und ergießen sich aus eisernen Rohrstutzen durch die Stollenverkleidung hindurch in die Sohle des Hauptstellens, welche sie bis zum Fenster 1 leitet. Dort soll später das gesammelte Wasser in das Stollenrohr gepumpt werden.

Der Richtstollen wurde vom Einlauf und von den drei Fenstern aus vorgetrieben. Das Stollengefälle beträgt bis zum Fenster 2 3‰ , von dort bis zum Auslauf 7‰ . Zwischen Einlauf und Fenster 1 bereitete der Wasserzudrang unerwartete Schwierigkeiten und erzwang zeitweise die Einstellung der Arbeiten, die erst in den wasserarmen Winter- und Frühjahrsmonaten fortgesetzt werden konnten. Obwohl in die nachfolgende Zusammenstellung nur Strecken einbezogen wurden,

deren Vortrieb einigermaßen gleiche Arbeitsbedingungen bot, zeigt sie doch nur das eine deutlich, daß die erwähnten Schwierigkeiten den Einfluß der Gesteinsart auf den Vortrieb vollkommen verwischen. Zur Erfassung dieses Einflusses war auch der Gesteinswechsel zu lebhaft. Nur im Hauptdolomit wurden längere Strecken gleichartigen Gebirges durchfahren. Die Zusammenstellung bezieht sich nur auf Gedingevortrieb mit Preßluftbohrung (Flottmann).

Der Einbau wurde einbezogen, dagegen ist die Wasserhaltung und -ableitung in den Zahlen nicht einbegriffen.

Gesteine		Kreide- schiefer	Dachsteinkalk und Kössener Kalk	Kössener Mergel	Haupt- dolomit
Strecke St. M.		81—236	543—746	746—986	1468—1792
Auf 1 m Vortrieb	Arbeitsstunden	51·0	41·8	60·7	83·9
	Dynamit <i>kg</i>	10·8	15·1	12·0	8·6
	Kapseln St.	14·1	17·5	23·0	13·0
	Zündschnur <i>m</i>	25·4	34·8	33·2	20·6

Bezeichnender für das Verhalten der Gesteine sind die Überprofile, die sich beim Vollausbau des Stollens ergaben. Sie beziehen sich auf die Fläche des planmäßigen Betonquerschnittes der Stollenauskleidung. Diese war einheitlich mit 20 *cm* Stärke festgesetzt, nur in der Formarinverwerfung wurde sie auf 25 und 30 *cm* verstärkt.

	Kreide- schiefer	Flecken- mergel	Dachstein- kalk	Kössener Mergel	Platten- kalk	Haupt- dolomit
Überprofile in % des Betonquer- schnittes	32	59	85	93	44	60

Das Gebirge war nirgends aktiv druckhaft. Doch erforderten die Mylonitstrecken im Hauptdolomit gegen den Stollenauslauf zu und die Kössener Schichten im Bereiche der Formarinverwerfung zum Teil starke Zimmerung. In letzterer Zone erhielten 33 Prozent, im Hauptdolomit 28 Prozent, in den Adnether Kalken 15 Prozent des Richtstollens Einbau.

Die Entwässerung während des Stollenvortriebes besorgte auf der Einlaufseite eine zweistufige Pumpenanlage, gegen das Fenster zu ein offenes Sohlengerinne. Während der Mauerungsarbeiten war ein Betonsohlkanal in Benützung, der später vollkommen mit Beton ausgefüllt wurde, um dem Wasser keinen Weg längs des Stollens freizugeben.

Der Stollen wurde ursprünglich als Druckstollen mit einem Innendruck bis zu 4·6 Atmosphären geplant. Die Unsicherheit, mit der die Praxis noch im Jahre 1921 der Druckstollenfrage gegenüberstand, sowie

gute und schlechte Erfahrungen, die man mit Druckstollen in der Schweiz gemacht hatte, veranlaßten beim Spullerseewerk eine Reihe von Versuchen mit druck-, bzw. zugfesten Stollenauskleidungen. Sie bestätigten die 1920 beim Ritomstollen (Tessin) gewonnene Erfahrung, daß das Gebirge bei so hohen Drücken nicht mehr als starre, sondern als elastisch nachgebende Unterlage für die Betonauskleidung anzusehen sei. Dr. Ing. L. Mühlhofer¹⁾ gelang die theoretische Erfassung des

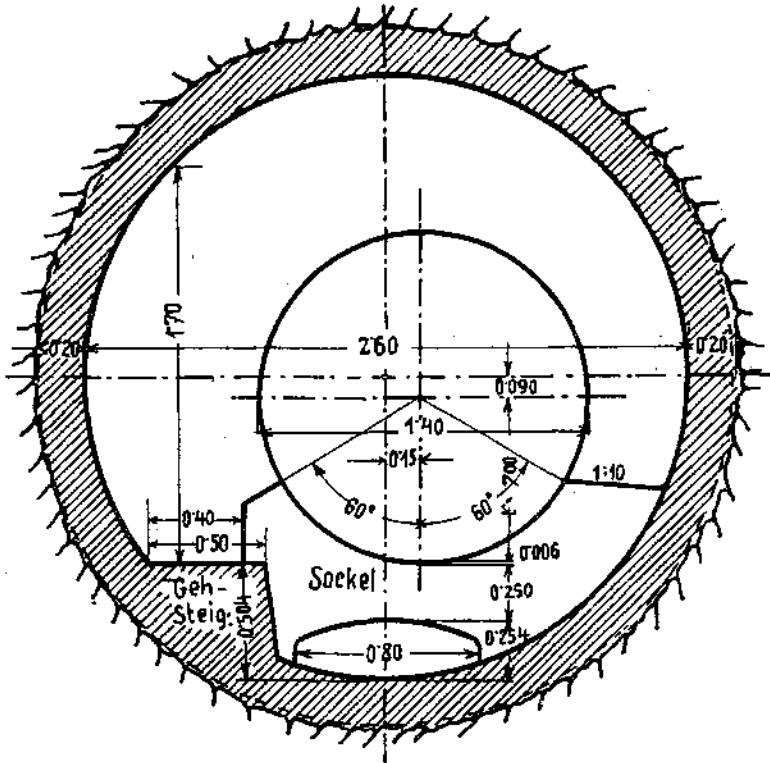


Fig. 27. Querschnitt durch den Hauptstollen. Das 6 mm starke Stollenrohr ruht alle 8.80 m auf Betonsockeln, in welchen zur Entwässerung der Stollensohle Öffnungen ausgespart sind.

Problems. Er kennzeichnet die Nachgiebigkeit des Gebirges durch Bettungsziffern, ähnlich wie sie Zimmermann für die Berechnung des elastischen, auf elastischen Stützen ruhenden Eisenbahnoberbaues eingeführt hat. Wenn auch ihr absoluter Wert beim heutigen Stande unserer Erfahrung noch nicht verlässlich ermittelt werden kann, so gibt ihre Anwendung doch einen Überblick über den Verlauf der Spannungen in Beton und Gebirge unter verschiedenen äußeren Bedingungen und damit wertvolle Leitlinien für die Praxis.

Alle Versuchsstrecken des Spullerseewerkes lagen im Hauptdolomit.

Ihre Wandungen rissen bei Innendrücken von 2 bis 4 Atmosphären. Die Risse öffneten sich bei Unterdrucksetzung der Versuchsstollen und schlossen sich bei deren Entleerung zu kaum erkennbaren Haarrissen. Der klüftige Dolomit verschluckte das durch sie entweichende Wasser.

¹⁾ „Der Bauingenieur“, 3. Jahrgang 1922, Heft 18—20.

Auf Grund dieser Versuche wurde der Plan eines Druckstollens angegeben und eine im ausgekleideten Hauptstollen frei verlegte eiserne Rohrleitung ausgeführt. Siehe den Querschnitt Fig. 27.

Andere Versuche galten der Versteinung des losen, hinter der Zimmerung liegenden Gesteinsgruses in den Strecken zermahlener Dolomits. Durch Hinterspritzung von Zementmilch durch die Zimmerung sollte dieser Schutt so verfestigt und mit dem dahinter liegenden Gestein verbunden werden, daß der hölzerne Einbau entfernt werden konnte. Auch diese Versuche führten zu keinem Erfolg; denn das im Schutt verteilte feinkörnige Gesteinsmehl filterte den Zement aus dem Wasser ab, so daß sich nur eine dünne Zementhaut außen an die Zimmerung anlegte. Aus demselben Grunde drang der Zement auch nicht in die von solchem Mehl erfüllten Klüfte des Gesteins ein.

Im Stollenteil zwischen Einlauf und Fenster 1 wurde die Betonverkleidung mit Preßmörtel von 4 Atmosphären Druck hinterspritzt. Die Spritzlöcher wurden im ganzen Umfang des Stollenquerschnittes angesetzt, doch nur in der Firste und im oberen Teil der Ulmen konnten größere Mengen von Preßmörtel eingebracht werden, denn dort sinkt der Beton der Stollenauskleidung auch beim sorgfältigsten Stampfen etwas zurück und läßt zwischen sich und dem Gebirge eine offene Fuge, welche durch das Schwinden des Betons noch verbreitert wird und schließlich 1 bis 4 cm klafft. Der in diese Fuge durch ein Bohrloch im erhärteten Beton eingepreßte Mörtel wirkt mit Flächendruck von außen auf den ganzen Rücken der Mauerung. Er füllt die Fuge und von ihr aus auch die Hohlräume des Betons. Im unteren Teile der Ulmen und in der Sohle, wo keine solche Fuge zwischen Beton und Gebirge entsteht, kann der Preßmörtel nicht mit Flächendruck auf den Beton wirken, sondern höchstens zufällig angebohrte kleine Hohlräume im Beton füllen.

Im Durchschnitt wurden auf den laufenden Meter 440 l Mörtel mit 180 kg Zement verbraucht. Die größte Aufnahmefähigkeit zeigte ein Spritzloch bei St. M. 540 in der Nähe der Kamine im Dachsteinkalk. Durch dieses Loch wurden 19.500 l Mörtel hinter die Stollenwandung gepreßt. Die Arbeit wurde in der wasserfreien Zeit durchgeführt; ihr Erfolg war vollkommene Dichtung der Stollenfirste.

Der höchste Seestau liegt 40 m über der Sohle des Stolleneinlaufs. Da die Gesteinsschichten dort auf die Seehalde senkrecht stehen und gegen den Stollen zu einfallen, besteht die Möglichkeit, daß der gestaute See längs der Schichtflächen Grundwasser in den Stollen drückt. Der Stollen erhielt daher auf die ersten 100 m hinter dem Einlaufschacht noch eine besondere Abdichtung durch einen inneren Glattverputz.

Sand, Kies und Schotter für die Stollenbetonierung lieferten teils die Aufbereitungsanlagen bei der südlichen Sperre, teils die im Tale, welche ihren Rohstoff aus einem Steinbruch im Muschelkalk erhielten. Auch Rhein- und Illsand fand im Stollen Verwendung; besonders für die Hinterspritzungen.

Das Wasserschloß liegt im Hauptdolomit der Grafenspitze. Trotz des ungemein zerklüfteten Gesteins wurde der 5 m weite Vollausbuch des kreisrunden Schachtes ohne Zimmerung ausgeführt. Hand in Hand damit ging die Betonauskleidung. Vom Schachthaupt beginnend wurden 2 m hohe, kegelstutzförmige Trommeln ausgebrochen. Jede Trommel erhielt sofort ihren Betonmantel, der sich mit seinem verbreiterten Fuß rings in die Wand stemmte und sich so selbst trug. Die Schutterung ging durch den Richtschacht zum Hauptstollen hinans, der Beton wurde von oben durch Holzgerinne zugebracht. Der Ausbruch war der Betonierung immer um zwei Ringe voraus. Die Panzerung des Wasserschloßschachtes erfolgte von unten nach oben unter dem Schutze des äußeren Betonmantels.

Der Einlaufschacht erhielt im gleichen Verfahren seine Betonauskleidung.

Der Hauptdolomit, der den oberen Teil der Grafenspitze aufbaut, hat ihren ganzen Südhang mit einer mächtigen Schutthalde überdeckt. Ein 70 m über dem Krafthaus in diese Halde vorgetriebener Probestollen erreichte nach 54 m Vortrieb noch nicht den anstehenden Fels. Der Schutt zeigt eine dem Hange gleichgerichtete Schichtung von abwechselnden Lagen gröberen und feineren Kornes. Letztere erhalten auch reichlich mehlig-mergelige Bestandteile, welche einen so festen Kitt abgeben, daß sich Böschungen von 50° Neigung die ganze Bauzeit hindurch unversehrt erhielten.

Die Gründung der Stützen und Festpunkte der Druckrohrleitung konnte nur in deren oberstem Teil auf gewachsenem Fels erfolgen. Weiter unten stehen sie im Dolomitschutt. Um die Pöhlung, welche die 7—8 m tiefen Baugruben erfordern, zu vermeiden, wurde die Gründung nach dem Versteinungsverfahren versucht. Hiezu wurden 2 m lange, durchlochte Gasrohre oberhalb und seitlich der Baustelle in den Schutt eingetrieben und durch sie dünner Zementmörtel in den Schutt eingepreßt. Nach der Erhärtung dieser Einspritzung wird der so von einem mageren Beton umgebene Schuttkern bis zur Tiefe, auf welche die Einspritzung reichte, ausgehoben. Dieses Verfahren wird so oft wiederholt, bis die gewünschte Tiefe erreicht ist. Beim ersten Versuch (Festpunkt 5) hatte dieser Bauvorgang Erfolg. Beim zweiten versagte er deshalb, weil dort die Schichtung des Schuttes schräg zur Hangoberfläche und zur Achse der Baugrube verlief. Der eingespritzte Zementmörtel folgt den Schichten groben Kornes und deren Fallrichtung nach abwärts. Er floß hier von den Spritzlöchern der einen Seite in den Kern hinein, von denen der andern Seite von der Baugrube weg, und deren Ränder blieben unverfestigt.

Auch das Krafthaus ist noch im Fuße dieser Schutthalde gegründet.

Tafel III bis X.

Ampferer-Ascher. Spullerseewerk.

Tafel III.

Abbildung 1. Photographie Ascher. Abgedeckter Grund der südlichen Sperre östliche Hälfte. Blick gegen O. Im Mittelgrund von rechts nach links ansteigend die die Sperre schräg durchziehende mittlere Verwerfung. An den vom Eise polierten Felsen sind die Schichtköpfe der westöstlich streichenden saigeren Fleckenmergel erkennbar.

Abbildung 2. Photographie Ascher. Ansicht des Schafberges vom Gehrengrat. Die Schlifffgrenze liegt rund 2300 m. Im Vordergrund auf rund 2200 m alte Ver-
ebnungsflächen. Vgl. dazu Textfigur 18.

Abbildung 3. Photographie Ascher. Ansicht der Rohnspitze vom Vornetz. Südfügel der Spullersmulde. Den weicheren Schichtgliedern entsprechen die Täler: links Kreidemulde von Spullers, Mittelgrund Goppelkar in Kössener Schichten, rechts Blissadonatobel in Raibler Schichten. Die Schichtfolge ist in Textfigur 3 angegeben. Links im Hintergrund die Wildgrubenspitze. Im Vordergrund die rund 2000 m hoch gelegene Altfläche des Vornetz mit Karrenbildungen.

Tafel IV.

Abbildung 1. Photographie Ascher. Mündung des Albaches in den um 11 m abge-
senkten Spullersee im Jahre 1923. Das neue Gefälle des Albaches ist schon
ausgeglichen, der beim Beginn der Absenkung schmale Cañon ist verbreitert,
die ihm entnommenen Schuttmassen liegen als junges, breites Delta vor seiner
Mündung.

Abbildung 2. Photographie Ascher. Uferbrüche an der Südostecke des Spullersees.
Vgl. Textfigur 24.

Abbildung 3. Photographie Ascher. Grund der südlichen Sperre östlich der Mittel-
verwerfung. Stauchung der saiger stehenden Fleckenmergel, abgedeckter
Gletscherschliff.

Abbildung 4. Photographie Ascher. „Unterer Steinbruch“ SW der südlichen Sperre
vor Beginn des Abbaues. Gletscherschliff mit Karrenbildung im Dachsteinkalk.
Der Stein war nicht von Humus überdeckt.

Tafel V.

Abbildung 1. Photographie Trautner. Gestauchte Kreideschiefer mit Kalzitlinsen,
Hauptstollen, linke Ulme St. M. 211.

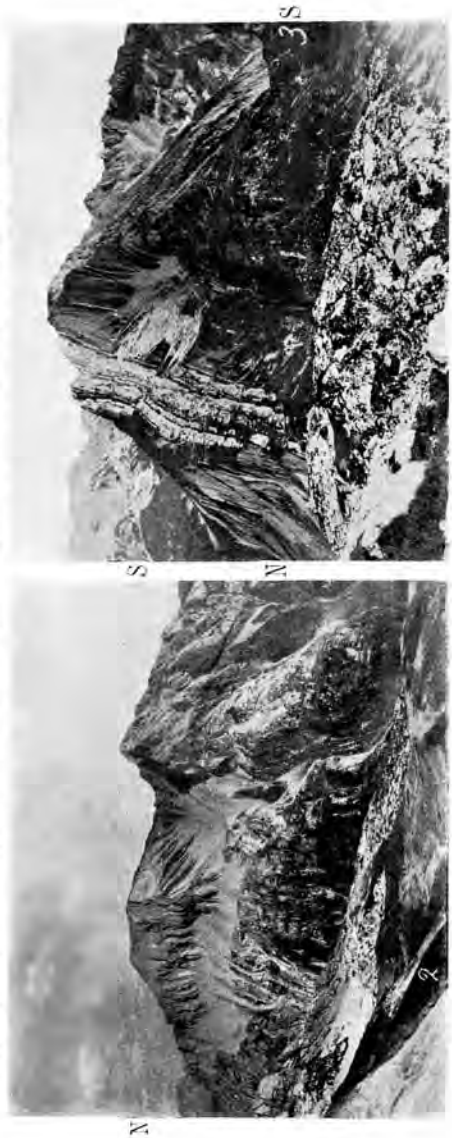
Abbildung 2. Photographie Trautner. Gestauchte Kreideschiefer mit Kalzitlinsen,
Hauptstollen, linke Ulme, St. M. 166.

Abbildung 3. Photographie Trautner. Bunte Mergel, wechsellagernd mit dünnbankigen
Kalken. Dachsteinkalk. Links unten eine dickere Bank Riffkalk. Hauptstollen,
rechte Ulme, St. M. 343.

Abbildung 4. Photographie Ascher. Spullersalpkopf vom Gipfel der Rohnspitze. Die
Schichtfolge ist in Textfigur 12 angegeben. Im Hintergrund das Grubenjoch,
darüber die Rockspitze.

Tafel VI.

Photographie Ing. Schieferl. Vom Eis ausgeschliffene Rinne nahe dem Westende der
nördlichen Sperre des Spullersees. Das Bild zeigt nur die untere Hälfte der in
Fleckmergelu ausgeschliffenen und später verschütteten Hohlkehle.



020—111



021—112





N—S



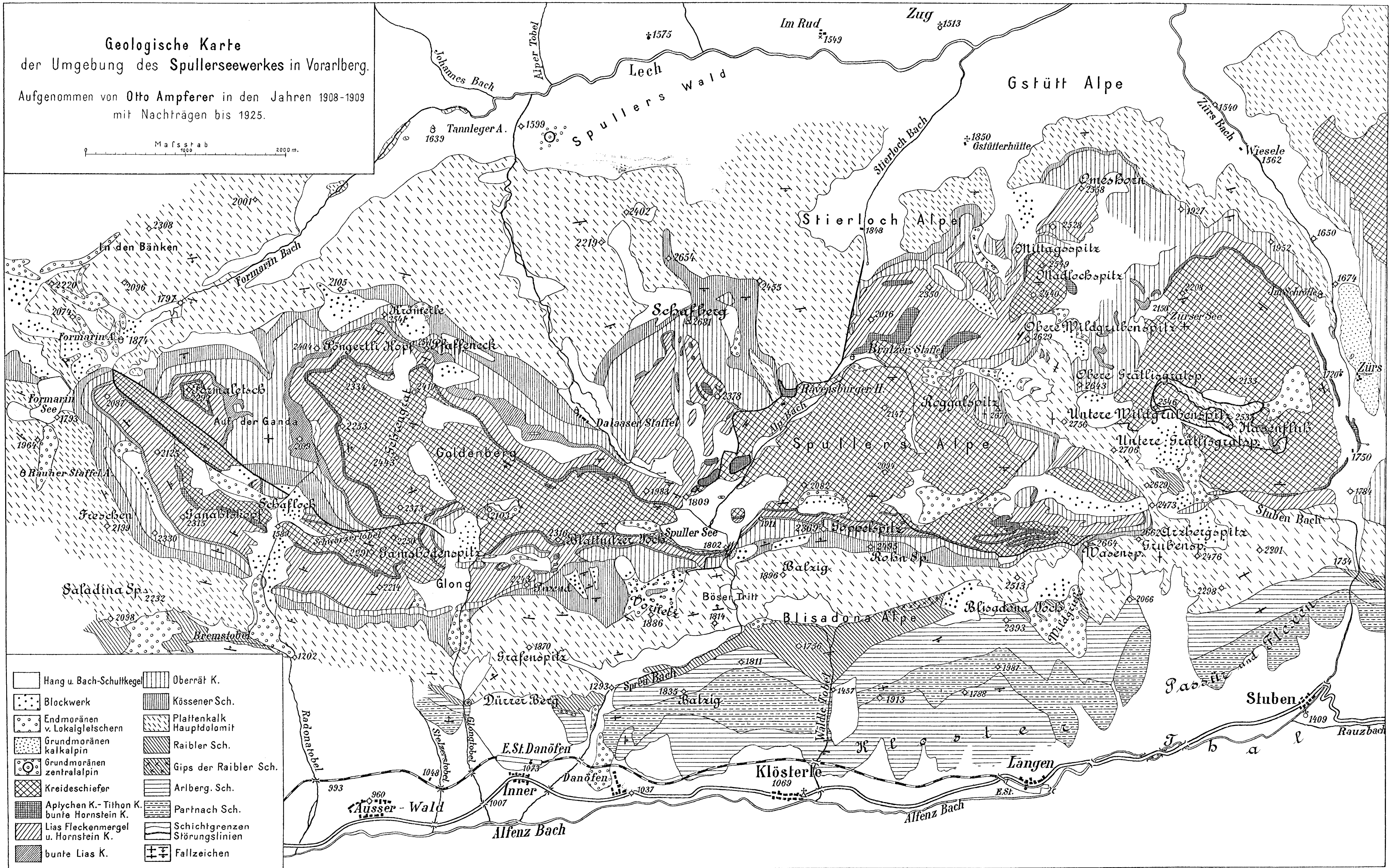
W

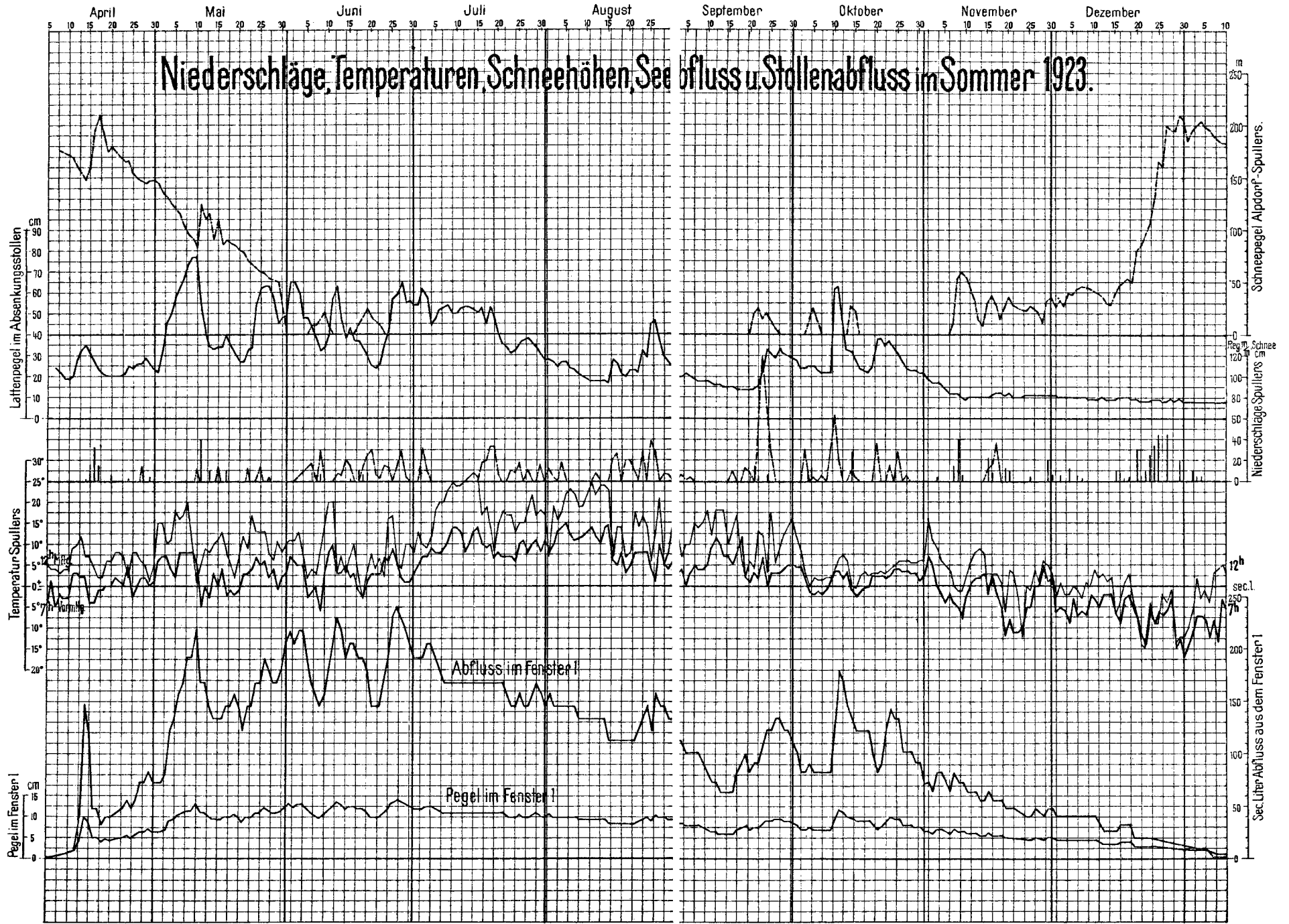
O

Geologische Karte der Umgebung des Spullerseewerkes in Vorarlberg.

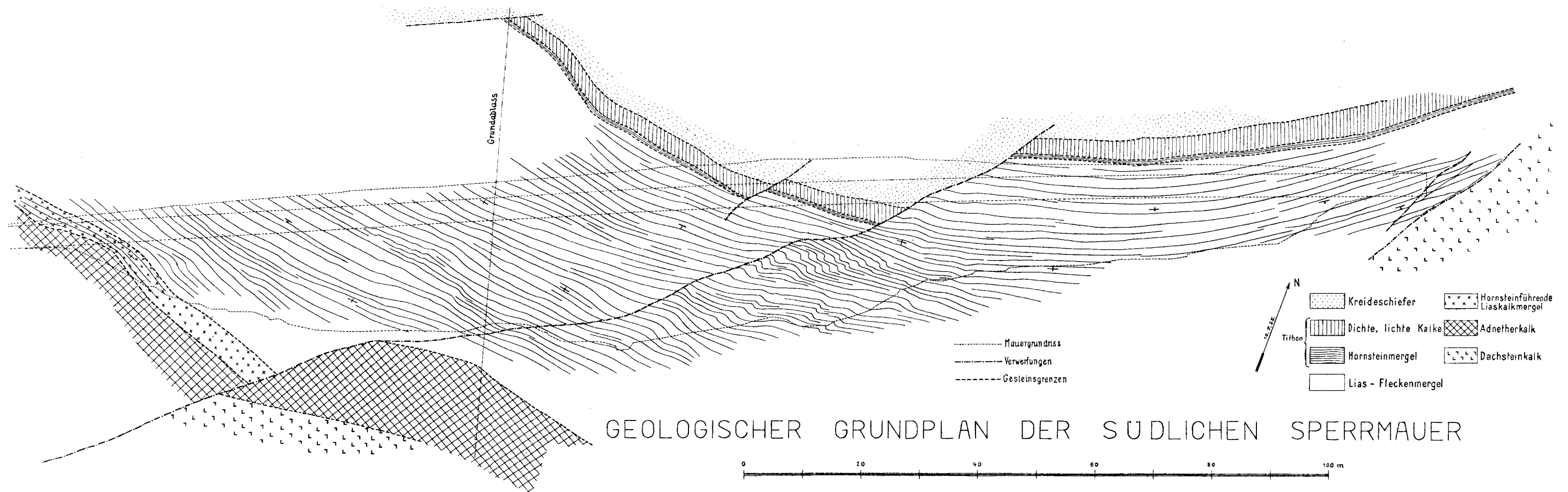
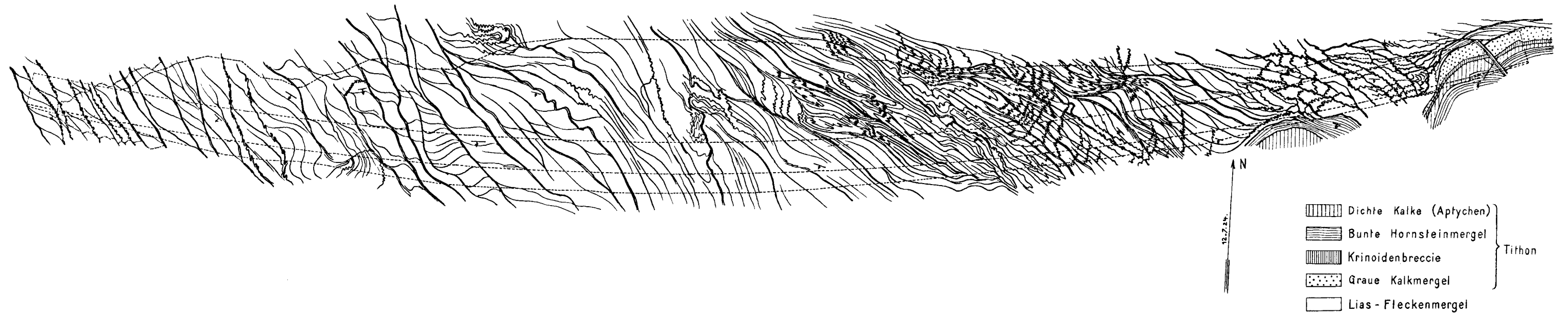
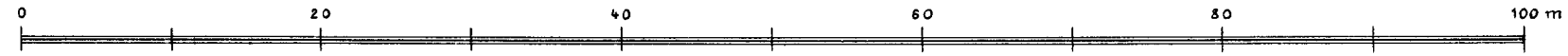
Aufgenommen von Otto Ampferer in den Jahren 1908-1909
mit Nachträgen bis 1925.

Maßstab
1:100,000
2000 m.





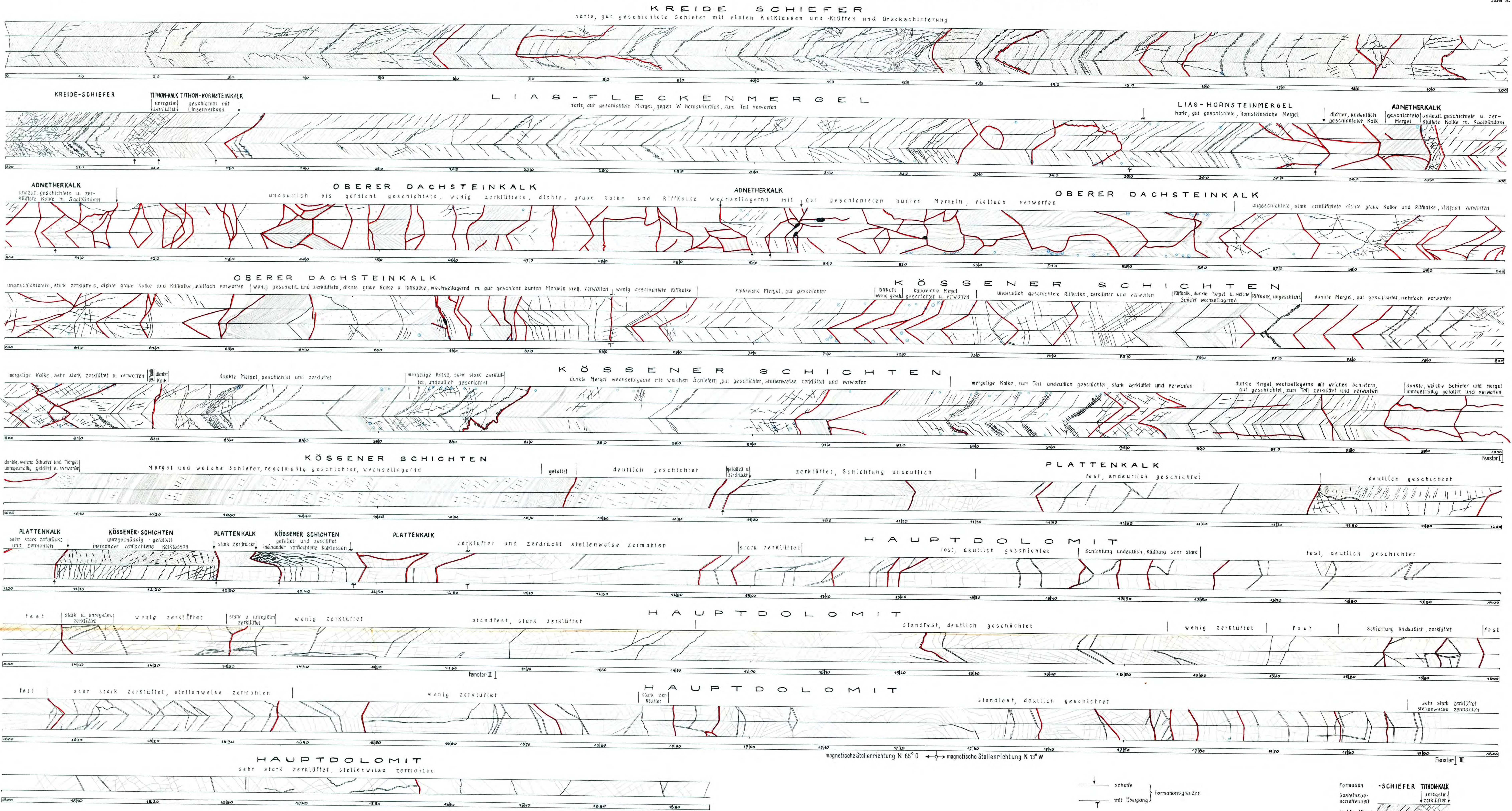
GEOLOGISCHER GRUNDPLAN DER NÖRDLICHEN SPERRMAUER



GEOLOGISCHER GRUNDPLAN DER SÜDLICHEN SPERRMAUER



PROFIL DES HAUPTSTOLLENS DES SPULLERSEEWERKES IM MASSTAB 1:200.



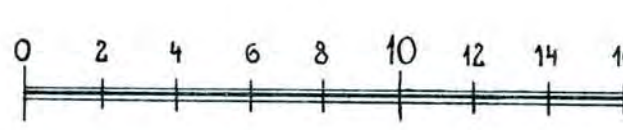
Legende:

- harte Schiefer druckgeschiefert
- weiche Schiefer und Mergel
- harte Mergel
- Korallenkalke mit Megalodonten
- Kalzitbänder
- Schmierlinsen (im Kalk u. Dolomit)
- Schote
- Verwerfungen
- Hörnisch
- Schichtung u. Klüftung
- schwache mittlere Störze
- Formationen
- Schiefer Tithonkalk
- unregelmäßig zerklüftet
- rechte Urtme
- Firne
- linke Urtme
- Stationierung in Mätern

Formationen:

- Schiefer Tithonkalk
- unregelmäßig zerklüftet
- rechte Urtme
- Firne
- linke Urtme
- Stationierung in Mätern

Vom Stollenmeter 4000 an wurde die linke Urtme, vom Stollenmeter 1800 an die linke Urtme und die Firne nicht mehr aufgenommen.



Berichtigung zu H. Limbrock's Arbeit:

„Geologische und petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau.“

Um unrichtige Zitate zu vermeiden, wird hiemit richtiggestellt, daß die in obiger Arbeit, S. 138 des Jahrbuchs der Geol. Bundesanstalt, Bd. LXXV (1925), mitgeteilten vier Gesteinsanalysen nicht von C. F. Eichleiter, sondern von O. Hackl ausgeführt wurden.

Hackl.