Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 44 (1964)

Heft: 1

Vereinsnachrichten: Bericht über die 38. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Sion : Samstag, den 31. August 1963

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 14.07.2025

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

Bericht über die 38. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Sion

Samstag, den 31. August 1963

A. Rapport du Comité pour 1962

Au cours de l'année 1962, 16 membres personnels et 9 membres impersonnels sont entrés dans la Société. Voici leurs noms:

a) Membres personnels:

D. Briegleb, Innsbruck/Autriche.
P. Blattner, Bâle.
M. Delaloye, Genève.
W. Egli, Winterthur.
D. Frey, Affoltern a. A.
Dr. U. Hoffmann, Frankfurt/Main, Allemagne.
Dr. H. Jaggi, Muttenz.
P.-D. Dr. F. Karl, Clausthal-Zellerfeld, Allemagne.
C. R. Niggli, Berne.
Joh. Neher, Dietlikon.
M. Petch, Paudex, Vaud.
Dr. J. v. Raumer, Fribourg.
J. P. Saheurs, Berne.
Prof. W. Uytenbogaardt, Amsterdam/Hollande.
Dr. V. Trommsdorff, Bâle.
Dr. E. Zurflüh, Palisades, N. Y., USA.

b) Membres impersonnels:

Institute for Geology, Athènes.
Naturhistorisches Museum, Bâle.
Mineralogisches Institut der Techn. Hochschule, Darmstadt/Allemagne.
Mineralog. Anstalt der Universität, Göttingen/Allemagne.
AG für Keramische Industrie, Laufen, Berne.
Ecole Polytechnique, Montréal, Canada.
Min.-Geol. Abt. des Museums, Soleure.
Schweizer Heimatwerk, Zurich.

c) Membre impersonnel donateur:

Tonwerk Lausen AG, Lausen.

Jahresrechnung 1962

Auszug aus der Rechnungsablage (Kassier: Prof. A. Niggli, Zürich)

Betriebsrechnung

Einnahmen

		Fr.
1. Mitgliederbeiträge*)		4 176.—
2. Zinsen und Rückerstattung Verrechnungssteuer		1 493.—
3. Autorenbeiträge an Druck und Separata		
1/42	3 942.95	
2/42	9 672.—	13 614.95
4. Zeitschrift		
Verlagsverkauf	10 118.—	
alte Hefte	141.50	
Inserate	345.—	10 604.50
5. Passivsaldo (Rückschlag per 31. 12. 62)		10 750.15
		40 638.60

*) davon Donatorenbeiträge . . . . . 430.—
Beitrag Dr. E. Gübelin an Festschrift Parker 500.—

Ausgaben

		Fr.
6. Kosten der SMPM und Separata		
1/42	14 728.65	
2/42	21 652.75	36 381.40
7. Rückkauf alter Hefte		168.—
8. Jahresbeitrag IMA		262.85
9. Spesen: Verwaltung	2 079.65	
Banken	38.65	
Redaktion	645.50	
Verlag	1 062.55	3 826.35
		40 638.60

Jahresrechnung 1962

Auszug aus der Rechnungsablage (Kassier: Prof. A. Niggli, Zürich)

Bilanz auf 31. Dezember 1962

		Aktiven Fr.	Passiven Fr.
1. Kasse		1 990.93	
2. Postcheckkonto		2 057.65	
3. Bankguthaben			
Schweiz. Nationalbank (Depotkt.)	52.50		
Schweiz. Bankverein (Kontokorr.)	6 641.—		
Einlageh. Nr. 2825 Schw. Bankver.	22 346.85	29 040.35	
4. Wertschriften		25 000.—	
5. Debitoren		14 245.50	
6. Kreditoren			27 108.45
7. Kapital am 1. 1. 62	55 976.13		
8. Betriebsverlust	10 750.15		
Kapital am 31. 12. 62 *)			45 225.98
		72 334.43	72 334.43

*) davon Fonds Dr. J. Th. Erb 15 000.—
Unantastbares Kapital 4 000.—

Wertschriftenverzeichnis

3%	Eidg. Anleihe 1952	2 000.—
3½%	Kt. Basel-Stadt 1943	2 000.—
3½%	Kt. Genf 1943	5 000.—
3%	Kt. Tessin 1953	2 000.—
4%	Zürcher Kantonalbank	10 000.—
3½%	Zürcher Kantonalbank	1 000.—
3½%	Basler Kantonalbank	3 000.—
		25 000.—

Nous avons perdu, par suite de décès, un de nos membres: le Dr. H. Geiger de Riehen, Bâle.

Le nombre des membres au 31 décembre 1962 était ainsi de 320 (296 en 1961). Le Comité remercie particulièrement les membres donateurs pour leur aide financière efficace.

L'assemblée générale de notre Société a eu lieu le 8 septembre 1962 à Schuls. A la suite de cette session, M. le Prof. J. Cadisch a conduit, en Basse Engadine, une excursion d'un jour et demi, commune à notre Société et à la Société géologique suisse. Pour plus de détails, consulter le vol. 55/2 (1962) des Eclogae geol. Helv.

Le Président: *M. Vuagnat.*

Bericht des Redaktors

Im Jahre 1962 erschien Band 42 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen. Der Band umfasst 661 Seiten, 142 Textfiguren und 13 Tafelbeilagen.

In 23 Abhandlungen wurden die verschiedensten Gebiete der Mineralogie und Petrographie behandelt. 5 Arbeiten erschienen zugleich als „Kleinere Mitteilungen" der „Beiträge zur Geologie der Schweiz". In Heft 1 kam der Bericht der 36. Hauptversammlung in Biel mit 5 Referaten und dem Exkursionsbericht zum Abdruck; in Heft 2 erschien der Bericht über die 37. Hauptversammlung in Scuol mit 4 Referaten.

20 Abhandlungen erschienen in deutscher, je eine in französischer, italienischer und englischer Sprache. 2 Arbeiten sind zugleich Dissertationen (1 Basel, 1 Zürich).

Die Druckkosten für den ganzen Band betragen Fr. 36102.85. An Autorenbeiträgen und für Separata wurden Fr. 11925.55 bezahlt; die Geotechnische Kommission leistete in verdankenswerter Weise einen Beitrag von Fr. 1884.40, so dass die Gesellschaft für diesen Band mit Fr. 22292.90 belastet wird.

Den Herren von der Redaktionskommission sei für ihre wertvolle Mitarbeit bestens gedankt.

Der Redaktor: *A. Spicher.*

B. Sitzungsprotokoll

1. Geschäftliche Sitzung

Samstag, 31. August 1963, 9—10 Uhr, Ecole du Sacré Cœur.

Vorsitz: Prof. Dr. M. Vuagnat, Präsident.

Anwesend: 11 Personen.

1. Der Präsident verliest den Jahresbericht. Die verstorbenen Mitglieder werden geehrt.

2. Der Redaktor verliest den Bericht über die Zeitschrift.

3. Der Kassier erläutert die Jahresrechnung 1962, die erstmalig mit einem grösseren Verlust von Fr. 10000.— endet. Für einmal kann die Gesellschaft

diesen Verlust mit dem Gewinn von 1959 ausgleichen, als nur ein einziges Heft erschien. Die Gründe für die Mehrausgaben liegen in einer Verteuerung der umfangreicher gewordenen Zeitschrift. Die Druckkosten gegenüber 1961 sind um 50% oder Fr. 12000.— gestiegen. 1964 kann mit zusätzlichen Einnahmen gerechnet werden. Ein Teil der Mitglieder bezahlt den Beitrag in einem zweijährigen Zyklus erst auf Rechnung hin, die nur alle zwei Jahre verschickt wird. Fr. 5000.— erhält die Gesellschaft voraussichtlich ab 1964 jährlich als Subvention von der SNG, und Fr. 3000.— sind durch die Erhöhung des Verlagspreises der Zeitschrift (nicht des Mitgliederpreises) zusätzlich zu erwarten. Der Mitgliederbeitrag bleibt auf Fr. 28.—. Für den finanziellen Beitrag von Herrn Dr. E. Gübelin, Luzern, an die Gestehungskosten der Festschrift Parker wird nochmals herzlich gedankt.

Die Abrechnung ist von den Rechnungsrevisoren einwandfrei befunden worden. Dem Kassier wird für die sehr gewissenhafte Arbeit bestens gedankt und Décharge erteilt.

4. Das Budget 1963 ergibt nochmals ein kleines Defizit, während 1964 eine ausgeglichene Rechnung zu erwarten ist.

5. Die Tätigkeit der IMA-Kommissionen bringt keine Änderungen mit sich.

6. Herr Prof. Dr. Nowacki erkundigt sich wegen der seinerzeit beantragten Erhöhung der Stimmenzahl in der Internationalen Kristallographischen Union. Die Schweiz hat dort nur eine Stimme, während deren weitere mit Geld gekauft werden können. Der Antrag war an die SNG weitergeleitet worden. Eine Antwort steht noch aus.

Der Sekretär: *M. Weibel.*

2. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, 31. August 1963, 10—12 und 14—16 Uhr, Ecole du Sacré Cœur.

Vorsitz: Prof. Dr. M. Vuagnat.

Anwesend: 31 Personen.

1. **W. Nowacki, F. Marumo** und **Y. Takéuchi** (Bern): *Untersuchungen an Sulfiden aus dem Binnatal (Kt. Wallis, Schweiz)*[1]).

1. Bestimmung der chemischen Zusammensetzung verschiedener Sulfosalze mit Hilfe der elektronischen Mikrosonde. — Die ausführliche Arbeit ist inzwischen in den Schweiz. Min. Petr. Mitt. **43** (1963) 407—411 erschienen. Hatchit erwies sich als ein Tl-Pb-As-Sulfid (Tl = 27,1, Pb = 23,8, As = 21,7, S = 27,5, $\sum$ = 100,1 %), Smithit und Trechmannit als $AgAsS_2$. Rathit I und Skleroklas zeigten einen Tl-Gehalt von etwa 3 %. Die benutzte elektronische Mikrosonde war vom Typus CAMECA (Paris).

Es ergibt sich für die reinen Pb-As-Sulfide $Pb_xAs_yS_z$ aus diesen Untersuchungen die folgende Reihe (z willkürlich = 100 gesetzt):

---

[1]) Mitt. Nr. 141 der Abt. für Kristallographie und Strukturlehre, Universität Bern. — Teil 8 der Strukturellen Untersuchungen an Sulfosalzen und Sulfiden.

Mineral	x	y	z
Skleroklas	25	50	100
Baumhauerit ($\bar{1}$)	27,8	50	100
Rathit I und III	30	50	100
Baumhauerit (1)	30,6	47,3	100
Rathit II	32,2	46,5	100
Dufrenoysit	36,2	41,2	100
Jordanit	~54	28	100
Gratonit	60	26,6	100
Bleiglanz	100	—	100

Der Gratonit wurde bis jetzt im Lengenbach nicht gefunden.

2. *Kristallstruktur von Rathit I* (F. M.). — Rathit I [Bezeichnung nach L. G. Berry, Amer. Min. 38 (1953) 330; Rathit I von M.-Th. LeBihan, Bull. Soc. Franç. Min. Crist. 85 (1962) 15—47, wird hier als Rathit Ia bezeichnet und ist wohl mit Dufrenoysit weitgehend identisch] ist monoklin, $P2_1/a$, mit $a_0 = 25{,}16$, $b_0 = 7{,}94$, $c_0 = 8{,}47$ Å, $\beta = 100°\ 30'$ mit $Z = 4$ chemischen Einheiten $(Pb, Tl)_3As_5S_{10}$ in der Elementarzelle. Die grosse Ähnlichkeit zwischen den $(hk0)$-Intensitäten von Rathit I und Rathit III (LeBihan, l. c.) liess eine identische Atomanordnung in der c-Projektion vermuten. Aus der Art der Intensitätsverteilung in der c-Richtung und aus der Ähnlichkeit mit Rathit III wurden die z-Koordinaten zu ungefähr $\frac{1}{8}+\frac{x}{2}$, $\frac{3}{8}+\frac{x}{2}$, $\frac{5}{8}+\frac{x}{2}$ und $\frac{7}{8}+\frac{x}{2}$ fixiert. Es ergeben sich zwei Sätze von möglichen Kombinationen von z-Koordinaten, von denen der richtige durch trial and error gefunden wurde. Die Struktur wurde durch b- und c-Differenz-Fourierprojektionen verfeinert. Der R-Wert ist 0,19 für $(h0l)$ und 0,16 für $(hk0)$. Die Atomkoordinaten sind:

	x	y	z
Pb_1	0,794	0,243	0,523
Pb_2	0,798	0,255	0,023
Pb_3	0,930	0,912	0,100
As_1	0,841	0,655	0,296
As_2	0,852	0,663	0,750
As_3	0,958	0,343	0,318
As_4	0,940	0,337	0,870
As_5	0,928	0,980	0,586
S_1	0,764	0,512	0,256
S_2	0,777	0,512	0,748
S_3	0,828	0,816	0,514
S_4	0,814	0,840	0,110
S_5	0,888	0,150	0,314
S_6	0,881	0,146	0,824
S_7	0,904	0,488	0,640
S_8	0,920	0,493	0,080
S_9	0,988	0,805	0,417
S_{10}	0,990	0,805	0,822

Die Strukturen von Rathit I und III bestehen im wesentlichen aus denselben tafeligen Einheiten // (100) mit einer Dicke d (100). Was verschieden ist, ist die relative Lage dieser Einheiten // c. Von den fünf As-Atomen haben vier je drei nächste S-Nachbarn und bilden trigonale As-S_3-Pyramiden. Diese vier Pyramiden

haben je ein S-Atom gemeinsam und hängen über diese S-Atome zu einer endlichen Gruppe, die zur c-Achse *nicht* parallel ist, zusammen, während alle publizierten Rathit-Strukturen unendliche As-S-Ketten // einer Richtung, welcher der c-Achse von Rathit I entspricht, aufweisen. Über die Koordination des fünften As-Atomes lässt sich aus den Projektionen noch nichts definitives aussagen. Die Koordination der Pb-Atome ist dieselbe wie in Rathit III, nämlich 9-er und 7-er.

Bemerkung: In dem uns bisher zur Verfügung stehenden Sulfosalz-Material fanden wir: Rathit I (nur nach {100} verzwillingt), Ia ($\approx$ Dufrenoysit, vgl. Abschnitt 3), II und IV mit einer 140,42 Å-Periode // zur Drehachse ($=17\times 8{,}26$ Å) (Handstück Nr. 1050, Naturhist. Museum Bern, V. Kunz). Hingegen konnten wir nie einen Rathit III (nach Le Bihan, l. c.) finden. — In den Abstracts des Internat. Kristallographenkongresses, Sept. 1963 (Rom) sind angegeben: Rathit IV (mit $a_0=45{,}96$ Å usw.) und Rathit V (mit 140,42 Å-Periode). Es hat sich aber ergeben, dass *dieser* Rathit IV mit Skleroklas weitgehend identisch ist, so dass die Bezeichnung Rathit IV für den Rathit mit der 140,42 Å-Periode angewandt wird und Rathit V (vorläufig) dahinfällt.

3. Kristallstruktur von Dufrenoysit (F. M.). — Diese Untersuchungen wurden ausgeführt, um die Beziehungen zwischen Dufrenoysit und Rathit Ia ($\equiv$ Rathit I nach Le Bihan, l. c.) aufzuklären. Gitterkonstanten und Raumgruppe sind:

	a_0	b_0	c_0	β	*RG.*
D.	7,90	25,74	8,37 Å	90° 20′	$P2_1$
R. Ia	7,91	25,80	8,43 Å	90° ± 15′	$P2_1$

Strukturamplituden für $(0kl)$- und $(hk0)$-Reflexe wurden mit den Atomkoordinaten von Rathit Ia berechnet, unter der Annahme, dass Dufrenoysit und Rathit Ia im wesentlichen dasselbe Mineral mit der Raumgruppe $P2_1$ darstellen. Da Dufrenoysit stark piezoelektrisch ist, muss $C_{2h}^2-P2_1/m$ ausgeschlossen werden [diese in Schweiz. Min. Petr. Mitt. **41** (1961) S. 113 angegebene Raumgruppe muss daher in $C_2^2-P2_1$ korrigiert werden]. $R(0kl)=0{,}49$ und $R(hk0)=0{,}26$. Aus den Fourierprojektionen folgt, dass in Dufrenoysit zwei As-Atome teilweise durch Pb ersetzt sein können. In der Tat ergab die chemische Analyse für Dufrenoysit einen höheren Pb- und einen kleineren As-Gehalt als für Rathit Ia (D. $=Pb_8As_8S_{20}$, R. Ia $=Pb_7As_9S_{20}$). Nach mehreren Verfeinerungszyklen reduzierten sich für dieses Modell die R-Werte auf 0,23 $(0kl)$ und 0,14 $(hk0)$. — Zwischen Dufrenoysit und Rathit Ia besteht kein wesentlicher Unterschied. Die Hauptdifferenz ist der Ersatz von As durch Pb. Die Lagen dieser As- und Pb-Atome sind wegen der Verschiedenheit der Atomradien und des chemischen Charakters dieser Atome nicht ganz genau dieselben wie in Rathit Ia. Wahrscheinlich bilden die trigonalen As-S_3-Pyramiden kurze Kettenstücke wie in Rathit I (oder im Jamesonit).

4. Wahre Struktur von Skleroklas (F. M.). — Neue Precessionsaufnahmen zeigten, dass die normale 3×11-Überstruktur (d. h. $a_0=3a_0'$, $c_0=11c_0'$) [vgl. W. Nowacki, Y. Iitaka et al., Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41 (1961) 103–116] in Skleroklas nicht immer vorhanden ist, dass aber Satelliten-Reflexe auftreten können, die auf eine kompliziertere wahre Struktur hinweisen.

5. Sinnerit, ein neues Mineral aus dem Lengenbach (Binnatal) (F. M.). — Unter den Mineralstufen, welche im Jahre 1962 durch die „Bernische Arbeitsgemeinschaft Lengenbach" gefördert wurden, befand sich eine (L 2120—1962) mit einem schönen Binnit (von ca. 5 mm Durchmesser) begleitet von Zinkblende. Auf dem Binnit war ein silberglänzendes (mit Stich ins hellbraune), sulfidisch oder oxydisch aussehen-

des Mineral von etwa 3 mm³ Grösse aufgewachsen (Fig. 1). Die äussere Form wies eine Streifung auf, mit einer hochglänzenden Fläche normal zur Streifung. Das Mineral erwies sich beim teilweisen Ablösen vom Binnit als spröde, mit unregelmässiger Spaltbarkeit. Sein Strich ist grauschwarz; die Vickers-Härte (St. Graeser) = 373.

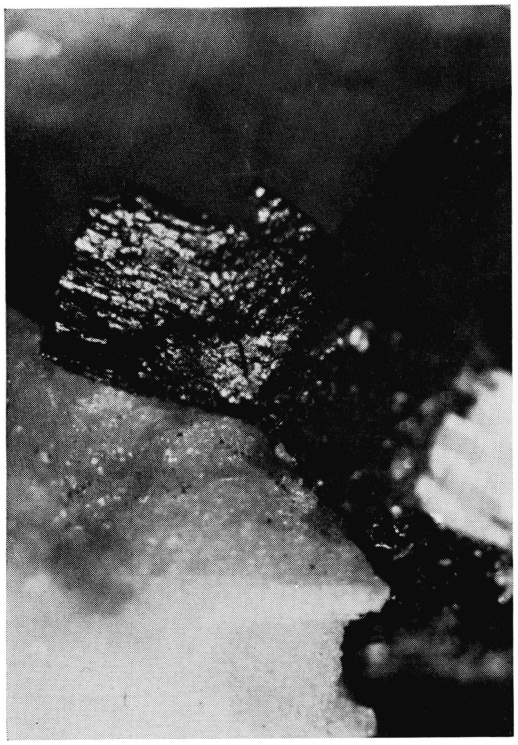

Fig. 1. Sinneritkristall auf Binnit (rechts) (Vergrösserung 9 ×).

Da für eine normale chemische Analyse viel zu wenig Material vorhanden war, wurde die Methode der elektronischen Mikrosonde (EMS) angewandt. Das Resultat ist in Tabelle 1 enthalten.

Tabelle 1. *Mikroröntgenspektroskopische Analyse des Sinnerits*

	(1)	(2)
Cu	39,1 ± 0,5 %	41,3 %
As	29,7 ± 0,5 %	29,2 %
S	28,7 ± 1 %	29,8 %
Σ	97,5 %	100,3 %

(1) = C. Bahezre, B.R.G.M., Paris (CAMECA-Apparatur).
(2) = J. D. Alien, Applied Research Laboratories, Inc., Glendale (Calif.) (ARL-Apparatur).

Die Röntgenaufnahmen erwiesen sich als sehr kompliziert. Neben starken Reflexen sind sehr viele schwache vorhanden. Die starken Reflexe ergeben eine Pseudozelle $a_0' = 3{,}70$, $b_0' = 3{,}72$, $c_0' = 5{,}24$ Å (alle ± 0,1 Å) von orthorhombischer Symmetrie (Pseudo-Raumgruppen = *Immm*, *Imm*2, $I2_12_12_1$, $I222$ = Auslöschungseinheit Nr. 34). Mittels der pyknometrisch bestimmten Dichte d = ca. 5,2 gcm^{-3} erhält man einen Zellinhalt von $Cu_{1,4}As_{0,9}S_{2,0}$. Die Struktur ist wahrscheinlich mit der Zinkblendestruktur eng verwandt. Der Binnit, Fig. 1 rechts,

auf dem der Sinnerit angewachsen ist, weist an der Anwachsstelle die folgende chemische Zusammensetzung auf: Cu 43,5, Fe 3,0, Zn 6,1, As 21,1, S 22,1, $\sum$ 95,8% (vermutlich ist der S-Gehalt etwas zu niedrig ausgefallen) (EMS-Analyse von H. FECHTIG, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg; CAMECA-Apparatur). — Es handelt sich also ohne Zweifel um eine neue Mineralspezies, die wir *Sinnerit* genannt haben, zu Ehren des verstorbenen RUDOLF VON SINNER, ehemaliger Präsident der Kommission des Naturhistorischen Museums in Bern, welcher auf Anregung von Herrn Dr. H. GROSSGLAUSER (Bern) die Initiative zur Wiedererschliessung der Minerallagerstätte Lengenbach ergriffen und sehr tatkräftig gefördert hatte.

6. *Zur Kristallstruktur des Baumhauerits* (Y. T.). — Der von uns gefundene Baumhauerit [W. NOWACKI et al., Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41 (1961) 103—116] erwies sich als piezoelektrisch und triklin, d. h. azentrische Raumgruppe C_1^1—$P1$. Dies wird durch eine Fourierprojektion // *b* bestätigt, die bis jetzt einen *R*-Wert von 0,19 ergab. Die Zusammensetzung dieses azentrischen Baumhauerits ist $Pb_{11}As_{17}S_{36}$, im Gegensatz zur zentrischen Form von LE BIHAN (l. c.) mit $Pb_{10}As_{18}S_{36}$.

7. *Detaillierte Kristallstruktur von rhomboedrischem MoS_2 und systematische Ableitung von möglichen polytypen Formen von Molybdänit.* — Vergleiche Seite 121 dieses Heftes.

Unser bester Dank gilt den Herren J. D. ALIEN, C. BAHEZRE und Dr. H. FECHTIG für die Ausführung der mikroröntgenspektroskopischen Analysen, Herrn ST. GRAESER für die rhomboedrischen MoS_2-Kristalle und dem Schweizerischen Nationalfonds sowie der Kommission zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und der Stiftung Entwicklungsfonds Seltene Erden für Unterstützung der Arbeiten.

2. **E. Wenk** und **V. Trommsdorff** (Basel): *Quarzregelung und Zwillingsgefüge in einem Gneiss der Verzasca.* — Erschien in dieser Zeitschrift, Bd. 43/2, 1963, S. 687—698.

3. **O. W. Flörke** (Zürich): *Züchtung von Quarzkristallen mit Tessiner Habitus und petrogenetische Folgerungen.* — Kein Manuskript eingegangen.

4. **N. Oulianoff** (Lausanne): *Feldspaths zonés dans les enclaves du granite du Mont-Blanc.* — Voir p. 137 de ce fascicule.

5. **E. Jäger** (Bern): *Neuere Ergebnisse mit der Rb-Sr-Altersbestimmung.* — Kein Manuskript eingegangen.

6. **R. Chessex, M. Delaloye, D. Krummenacher** et **M. Vuagnat** (Lausanne et Genève): *Nouvelles déterminations d'âges „plomb total" sur des zircons alpins.* — Voir p. 43 de ce fascicule.

7. **M. Vuagnat** (Genève): *A propos de la série cristallophylienne du Vieux-Chaillol (Hautes- Alpes).*

L'extrémité méridionale du massif cristallin dauphinois est encore assez mal connue. Une note récente de P. Bellair (1959) nous fournit quelques renseignements sur le complexe cristallin de Chaillol-le-Vieux. Il m'est apparu qu'il ne serait pas dénué d'intérêt de consigner quelques observations que j'ai eu l'occasion de faire sur une petite partie de complexe, la série de schistes cristallins qui constitue la pyramide sommitale du Vieux-Chaillol. Ces observations sont le fruit de courses effectuées sur le versant sud du pic en 1948, 1949, 1953 et 1962.

En montant à partir du col du Riou Beyrou (coord. 905,4/276,75 de la feuille Orcières nº 5 au 1 : 20000), on quitte le Nummulitique et on aborde immédiatement le cristallin d'allure gneissique. On ne tarde pas à s'apercevoir que ces gneiss sont du type para et dérivent d'une ancienne série détritique. Les structures blastopsammitiques et blastopséphitiques sont facilement reconnaissables à l'œil nu. Le trait peut-être le plus intéressant de cette série est la présence de passées conglomératiques importantes contenant des galets variés de roches principalement acides; en particulier, on y rencontre des roches granitiques très leucocrates d'aspect frappant. Certains éléments paraissent avoir eux-mêmes une texture conglomératique, toutefois, il faudrait une étude plus poussée pour affirmer que cet aspect correspond à la réalité. Les galets les plus grands atteignent plusieurs décimètres de diamètre.

La feuille Gap (2e éd.) de la carte géologique de France au 1 : 80000 indique tout le sommet du Vieux-Chaillol en schistes x (selon la légende: schistes granitisés au bord sud du Pelvoux). Notons que sur la feuille Briançon, la légende du même figuré fait mention de bancs de poudingues. S'agit-il vraiment de schistes granitisés, donc de migmatites, on peut en douter; les textures typiques de ces roches font défaut, tout-au-moins dans la partie s'étendant entre le col du Riou Beyrou et le sommet. Il me paraît plus conforme à la réalité d'y voir une série de caractère ectinitique ayant subi un métamorphisme régional dont Bellair a montré les effets en décrivant des cipolins à grenats de la région de Molines. Cet auteur insiste aussi sur les traces de rétromorphose que l'on trouve dans ces gneiss. Il est évident que le caractère non-migmatitique de la série dans la région sommitale ne préjuge pas de la question d'apports ou d'absence d'apports ailleurs dans le complexe, particulièrement au voisinage des granites intrusifs.

Du point de vue structural, le caractère le plus frappant de cette série réside dans la linéation très développée qu'elle présente et qui est due, principalement, à l'étirement des éléments constitutifs de la roche, en particuliers des galets dans les passées pséphitiques. Cet étirement est si marqué qu'en section longitudinale (c. a. d. parallèle à la direction d'étirement), il est fréquemment difficile de reconnaître la nature primitive de la roche; on croît être en présence d'un gneiss rubané du type „Streifengneiss" des auteurs de langue allemande, tandis qu'en section transversale le caractère conglomératique est évident. Si on examine les plus gros éléments, on constate en outre souvent qu'ils présentent une section longitudinale dyssymétrique, une extrémité étant arrondie tandis que l'extrémité opposée est effilée. Ce caractère donne l'impression que le galet a été animé, au moment de l'étirement de la série, d'un mouvement différentiel par rapport à la matrice schisto-gréseuse, sans doute en raison de la différence de compétence des deux roches. En d'autres termes, certains gros galets se seraient conduits comme des noyaux de cerise lors des phénomènes d'écrasement.

La zone à passées conglomératiques est assez épaisse, mais, lorsqu'on se rapproche du sommet, la série devient plus finement détritique et l'on passe à des gneiss à grain fin, souvent rubanés, avec des intercalations quartzitiques représen-

tant, peut-être, d'anciens jaspes, et à des schistes foncés d'aspect graphiteux. Il convient de noter que les passées graphiteuses ont déjà été signalées ailleurs dans le massif du Vieux-Chaillol, notamment aux Infournas, où il y a eu des tentatives d'exploitation du graphite.

Cette série est traversée par deux sortes de formations plus jeunes:

a) Des filons de quartz blanc, par endroits subconcordants, en d'autres points nettement discordants avec un pendage plus faible que celui des gneiss. En certains points ces filons ont une allure évoquant des phénomènes de remplacement et semblent imbiber les schistes cristallins.

b) Des filons de lamprophyres du type minette, déjà mentionnés par TERMIER et LORY (1895), à bords vacuolaires, tout-à-fait discordants par rapport aux gneiss.

Certains des galets des passées conglomératiques sont assez gros pour permettre la récolte d'un échantillon d'une vingtaine de kg donnant ainsi la possibilité de concentrer quelques décigrammes de zircons en vue d'une détermination géochronométrique par la méthode du plomb total. En compagnie de MM. D. KRUMMENACHER et J. J. MARTINI, j'ai choisi un très gros bloc de granite gneissique leucocrate pour effectuer cette expérience. Sous le microscope, les traces de cataclase extrêmement marquée rendent difficile la distinction entre un granite ou un gneiss albitique. L'âge plomb total de cette roche déterminé grâce aux bons soins de MM. CHESSEX et DELALOYE est de 633 millions d'années. Il est évident qu'une seule détermination et que l'imprécision systématique de la méthode (du fait de la non-détermination du plomb non-radiogénique) ne permettent pas d'affirmer que tous les éléments du complexe détritique ont un âge aussi élevé. Cette détermination rend cependant légitime l'hypothèse de travail suivante. Au moment du dépôt de la série détritique du Vieux-Chaillol, une partie au moins des reliefs attaqués par l'érosion représentait les restes d'une très vieille chaîne d'âge précambrien tardif ou cambrien précoce. L'existence d'une telle chaîne est, au reste, attestée par d'autres déterminations d'âge, soit dans les Alpes (BUCHS, CHESSEX, KRUMMENACHER, VUAGNAT, 1962; CHESSEX, DELALOYE, KRUMMENACHER, VUAGNAT, 1963), soit dans le Massif central (VIALETTE, 1962). On aurait là des vestiges de roches formées lors de l'orogénèse assyntienne des auteurs allemands.

Il n'est guère possible de préciser l'âge du dépôt de la série détritique. Contenant des galets dont l'un est daté de la fin du Précambrien, cette série est certainement postérieure au Précambrien; d'autre part, par analogie avec ce qu'on observe ailleurs dans les massifs cristallins externes, elle est très probablement antérieure au Westphalien. Rappelons que C. BORDET, dans sa récente monographie sur le massif de Belledonne (1961), signale des conglomérats à la base de la série satinée, on pourrait admettre qu'il s'agit d'un niveau analogue. BORDET propose, sous toutes réserves, un âge tournaisien pour ces conglomérats. Cette supposition est plausible si la série satinée est assimilée au Culm, mais force est de reconnaître que cette comparaison est très précaire dans l'état actuel de nos connaissances. Il serait donc loisible de reculer dans le Paléozoïque la série du Vieux Chaillol et d'y voir, par exemple, du Silurien, sans préjuger de l'âge du métamorphisme régional qui, même dans cette dernière hypothèse, pourrait fort bien être hercynien.

Notons encore qu'il existe, juste au-dessus du col du Riou Beyrou, un autre conglomérat à galets cristallins représentant le conglomérat de base du Tertiaire. Il y a, par endroits, risque de confusion entre les deux formations lors d'un premier examen; toutefois, le conglomérat tertiaire contient des galets de quartz blanc qui ne sont pas présents dans le conglomérat ancien et, d'autre part, ses éléments ne sont pas étirés.

Bibliographie

BELLAIR P. (1958): Le complexe cristallin de Chaillol-le-Vieux (Feuille d'Orcières au 50 000e). Bull carte géol. France, 56, 155—160.

BORDET C. (1961): Recherches géologiques dans la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mem. carte géol. France, Paris.

BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1962): Ages „plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. Bull suisse Min. Pétr. 42, 295—305.

CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1963): Nouvelles déterminations d'âges „plomb total" sur des zircons alpins. Bull suisse Min. Pétr. 43.

TERMIER P. et LORY P. (1895): Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le Massif de Chaillol. C. R. Soc. géol. France, 5 mai 1895.

VIALETTE Y. (1962): Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs des granites et migmatites du Massif central français. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont 6.

Ces recherches font partie d'un projet subventionné par le Fonds national suisse de la recherche scientifique.

8. **M. Vuagnat** et **L. Pusztaszeri** (Genève et Lausanne): *Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes.*

Il y a dix ans, l'un de nous (M. V.) a décrit, dans la région du Montgenèvre (M. VUAGNAT, 1953), un curieux phénomène de métasomatose affectant des éléments de roches primitivement diabasiques noyés dans une matrice serpentineuse. Un gisement analogue, découvert dans la région du col des Gets (Haute-Savoie), permit d'étudier peu après (M. VUAGNAT et F. JAFFE, 1954) ce qui semblait être des variantes du même phénomène; ces éléments, plus ou moins transformés, reçurent le nom d'ophisphérites et, dans un mémoire consacré aux ophiolites de la région des Gets, firent l'objet d'une étude microscopique et chimique assez détaillée (F. C. JAFFE, 1955). Il ressort du travail de JAFFE qu'il existe aussi, à côté des ophisphérites d'origine diabasiques, des ophisphérites moins fréquentes dont le cœur est riche en silicates de chaux (zoïsite, etc.) et qui semblent avoir une origine énigmatique. A notre connaissance, le Montgenèvre et le col des Gets, sont les deux seuls endroits où l'on a signalé des ophisphérites typiques, toutefois, les „hydrothermalites" décrites récemment par R. PELLIZZER (1961) dans l'Apennin d'Emilie semblent résulter d'un phénomène assez semblable.

Si l'on parcourt la littérature, on constate qu'il existe d'autres roches assez énigmatiques trouvées en inclusions dans des masses de serpentinites: les rodingites. Ces roches, baptisées ainsi par P. MARSHALL (1911), on été découvertes tout d'abord en Nouvelle Zélande, plus exactement près de la rivière Roding dans le district des Dun Mountains. Les affleurements néozélandais ont été décrits à plusieurs reprises, en particulier par L. I. GRANGE (1927), et des roches analogues ont été signalées en d'autres points du globe, par exemple, au Japon (J. SUZUKI, 1954) et, récemment, en Yougoslavie (CRNCEVIK et al., 1962). L'un de nous (M. V.) a attiré l'attention sur des roches très semblables aux rodingites trouvées en inclusions dans les massifs serpentineux de Cuba (C. DUCLOZ et M. VUAGNAT, 1962). Il est difficile de définir les rodingites étant donné les grandes variations de composition minéralogique et de structures qu'elles révèlent; il s'agit, en général, de roches

claires, souvent hololeucocrates, riches en silicates de chaux variés (diopsides, grenats, hydrogrenats, vésuvianite, etc.) formant soit des sortes de lentilles, soit des filons irréguliers dans une matrice serpentineuse. Certains auteurs y voient le résultat d'une métasomatose calcique de roches leucocrates primitivement en filon dans l'ultramafite (J. SUZUKI, 1954), d'autres pensent qu'il pourrait y avoir eu des concentrations métamorphiques; en un mot, la genèse des rodingites est encore très controversée.

Il était naturelle de se demander s'il n'existait pas un lien de parenté entre les deux groupes de roches énigmatiques: ophisphérites et rodingites. C'est dans cet esprit que nous avons repris l'étude minéralogique et géochimique détaillée des ophisphérites, plus particulièrement celles du Montgenèvre pour lesquelles il n'existe pas l'équivalent de la monographie de JAFFE, ainsi que la recherche, dans les masses de serpentinites alpines, de nouveaux gisements d'ophisphérites ou de roches analogues aux rodingites. Cette note préliminaire a pour but de publier les tous premiers résultats de cette enquête.

En ce qui concerne les ophisphérites du Montgenèvre, un échantillonnage plus serré des trois affleurements situés entre le Chenaillet et le Grand Charvia nous a permis de compléter notre collection et de découvrir de nouveaux types d'ophisphérites, en particulier une variété dont le centre est formé d'une roche gabbroïque grossière fortement altérée. D'autre part, l'étude en cours par diffraction des rayons X des minéraux souvent cryptocristallins formant ces roches a révélé l'existence, dans une classe d'ophisphérite à cœur blanc, d'hydrogrenats. Il apparaît aussi très nettement que les ophisphérites ne sont jamais dans une serpentinite compacte, mais dans une sorte de brèche serpentineuse plus ou moins bien cimentée, d'allure ophicalcitique, par endroits.

Nous avons recherché d'autres gisements d'ophisphérites ou des gisements de rodingite dans des masses de serpentinites alpines appartenant à des zones tectoniques où le métamorphisme n'a été que très faible, cela de manière à éviter que les effets du métamorphisme régional ne soient superposés aux effets des transformations métasomatiques étudiées. Une des deux régions visitées a été la Basse-Engadine; l'autre, le versant oriental de l'Oberhalbstein.

Si nous n'avons pas trouvé d'ophisphérites typiques en Basse-Engadine, nous avons, en revanche découvert des sortes d'inclusions arrondies, lenticulaires ou vaguement filoniennes de roches blanches prises dans des serpentinites très tectonisées et cela dans deux affleurement du fond de l'Alp Champatsch: L'un est situé juste en dessus de l'escarpement diabasique nommé „Nordriff" dans la littérature géologique (C. TARNUZZER et U. GRUBENMANN, 1909; M. VUAGNAT, 1946), dans une serpentinite bien indiquée sur la nouvelle feuille géologique au 1 : 25 000e de Tarasp (coord. 815,85/191,15); l'autre se trouve sur l'arête qui monte vers l'Est à partir de la Fuorcla Champatsch. Ces roches ressemblent beaucoup à certaines rodingites cubaines et, d'autre part, aux ophisphérites à cœur blanc du Montgenèvre; leur étude est en cours; mais il est d'hors et déjà possible de signaler la présence de grenats et d'hydrogrenats dans certains échantillons.

Dans l'Oberhalbstein, nous nous sommes guidés au moyen de la carte et de la monographie de H. P. CORNELIUS (1932, 1935). Cet auteur mentionne, en plusieurs, points, des roches qu'il assimile à des tactites à silicates de chaux. Nous avons revu plusieurs de ces affleurements, notamment ceux du versant nord du Val Savriez; ceux situés à env. 2630 m d'altitude sous le sommet 2720 constituant, au-dessus de Flix, un avant-poste du Piz da Cucarnegl; enfin, celui de Stalveder situé sur la rive droite de la Julia, entre Marmorera et Bivio. Ce dernier affleurement est, au reste, remarquable par la présence de vésuvianite. A première vue déjà, il est évident que ces inclusions sont du même type que celles de la Basse-Engadine et ressemblent ainsi aux rodingites des auteurs. Certaines de ces inclu-

sions, de diamètre modéré (quelques dm), et arrondies, sont presque identiques à des ophisphérites à partie centrale claire, la plupart sont cependant beaucoup plus grosses et de formes plus irrégulières. Les premiers résultats de l'analyse diffractographique semblent aussi indiquer la présence de grenats et d'hydrogrenats parmi les minéraux finement cristallisés.

Il est naturellement prématuré d'exclure d'hors et déjà l'hypothèse classique qui voit dans ces inclusions des fragments de roches encaissantes métamorphosés thermiquement par le magma ultramafique des serpentinites. Cependant, nous pensons que cette hypothèse est peu vraisemblable. D'une part, les rodingites auxquelles ces roches ressemblent beaucoup n'ont jamais été considérées comme des tactites. D'autre part, les inclusions en question se rencontrent toujours dans des serpentinites très malmenées par mouvements tectoniques, jamais dans des serpentinites massives ou des péridotites partiellement serpentinisées. Il est vrai qu'elles sont, fréquemment mais pas toujours, proches des limites des masses serpentineuses, ce qui pourrait être invoqué comme un argument en faveur d'un métamorphisme de contact, mais c'est que, précisément, les zones tectonisées sont plus fréquentes au bord qu'au sein des masses ultramafiques. Enfin, nous avons remarqué, en ce qui concerne l'affleurement du Val Savriez, que certaines rodingites possédaient une structure gabbroïque assez nette pour que, dans ce cas, l'origine ne soit guère douteuse; il doit s'agir de restes d'un filon de gabbro.

S'il faut faire une hypothèse de travail, nous dirons que la majeure partie des rodingites des Grisons sont, sans doute, des restes de filons basiques assez leucocrates: leucogabbros, troctolites anorthositiques, anorthosites, etc., qui ont été boudinés, sectionnées, réduits en lentilles lors des mouvements orogéniques. Mais ces roches n'ont pas seulement subi une transformation mécanique, elles ont aussi été affectées par des phénomènes métamorphiques plus ou moins importants et analogues à ceux subi par les ophisphérites. Nous avons relevé que, si les rodingites ressemblent à certaines ophisphérites, ces dernières sont cependant beaucoup plus variées et ont généralement mieux conservé leurs structures primaires. On peut se demander, en ce qui concerne les gisements d'ophisphérites, s'il existait primitivement une brèche à éléments de diabases variées et de gabbros qui, ensuite, a été soumise aux actions métasomatiques caractéristiques des ophisphérites. Nous penchons pour une seconde solution, le polygénisme de cette formation serait dû au fait qu'une partie des éléments représente, à l'instar des rodingites, le résultat du boudinage de dikes dans la roche ultramafique, et qu'une autre partie a été arrachée aux roches encaissantes lors des mouvements tectoniques qui ont permis à la serpentinte de pénétrer, comme „intrusion froide" dans les niveaux supérieurs du cortège ophiolitique.

En ce qui concerne les transformations métasomatiques qui ont affecté tant les ophisphériques que les rodingites, on peut émettre deux avis distincts. Certains auteurs pensent qu'elles sont liées à des phénomènes hydrothermaux responsables aussi de la serpentinisation qui auraient suivi de peu la mise en place magmatique de l'ultramafite. Nous émettons quelques réserves en ce qui concerne ce mécanisme; le fait qu'ophisphérites et rodingites sont systématiquement liées à des zones d'écrasement semble plutôt indiquer que la transformation a été beaucoup plus tardive et probablement contemporaine des mouvements qui ont permis la montée à froid de l'ultramafite. Il est fort possible, et même vraisemblable, que ces transformations métasomatiques soient liées à la serpentinisation; en effet, nous pensons que cette dernière s'est effectuée, en bonne partie tout au moins, pendant le démembrement et le cheminement des masses ultramafiques déjà consolidées dans le bâti alpin. Nous espérons, par une étude approfondie des minéraux en présence, pouvoir, dans, la suite, mieux préciser les conditions physicochimiques qui ont prévalu lors de cette métasomatose.

Bibliographie

CORNELIUS H. P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe 1 : 25 000. Schweiz. geol. Komm. Spezialkarte 115A.
— (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil. Mat. Carte géol. Suisse. N.S. 70e livr.
CRNCEVIK S., GRCEV K., KARAMATA S. and SIMIC J. (1962): Rodingites from the Ljuboten serpentinite massif. V. Congrès géol. Rép. Féd. Pop. Yougoslave. Min.-Pétr. p. 91.
DUCLOZ C. et VUAGNAT M. (1962): A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Arch. Sc., Genève, *15*, 309—332.
GRANGE L. I. (1927): On the "rodingite" of Nelson. N.Z. Inst. Trans. *58*, 106—166.
JAFFE F. C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. Bull. suisse Min. Pétr. *35*, 1—150.
MARSHALL P. (1911), dans BELL J. M. et al.: Geology of the Dun Mountain Subdivision. N.Z. Geol. Surv. Bull. *12*, 1—71.
PELLIZZER R. (1961): Le ofioliti nell'Appennino Emiliano. Att. Acad. Sc. Ist. Bologna. Cl. Sc. Fis. Mem. ser. 1, n. 6, 1—183.
SUZUKI J. (1954): On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido. J. Fac. Sc. Hokkaido Univ. Ser. IV, *8*, 419—430.
TARNUZZER C. und GRUBENMANN U. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Mat. Carte géol. Suisse. N.S. 23e livr.
VUAGNAT M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. Bull. suisse Min. Pétr. *26*, 116—228.
VUAGNAT M. (1953): Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Franç Minér. Crist. *67*, 438—450.
VUAGNAT M. et JAFFE F. C. (1954): Sur les ophisphérites de la région des Gets. Arch. Sc. Genève. *7*, 5—14.

Ces recherches font partie d'un projet subventionné par le Fonds National suisse de la Recherche scientifique.

C. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt

vom 2. bis 3. September 1963

Von *P. Bearth* (Basel)

Mit 5 Textfiguren

Alle Ortsangaben beziehen sich auf das geologische Atlasblatt Zermatt. Hinweise auf die Erläuterungen zu diesem Blatt sind unter (Erl. S. ...) angegeben.

Die Kartenskizze Fig. 1 gibt einen Überblick über die tektonische Stellung der Einheiten, von denen im Bericht die Rede ist.

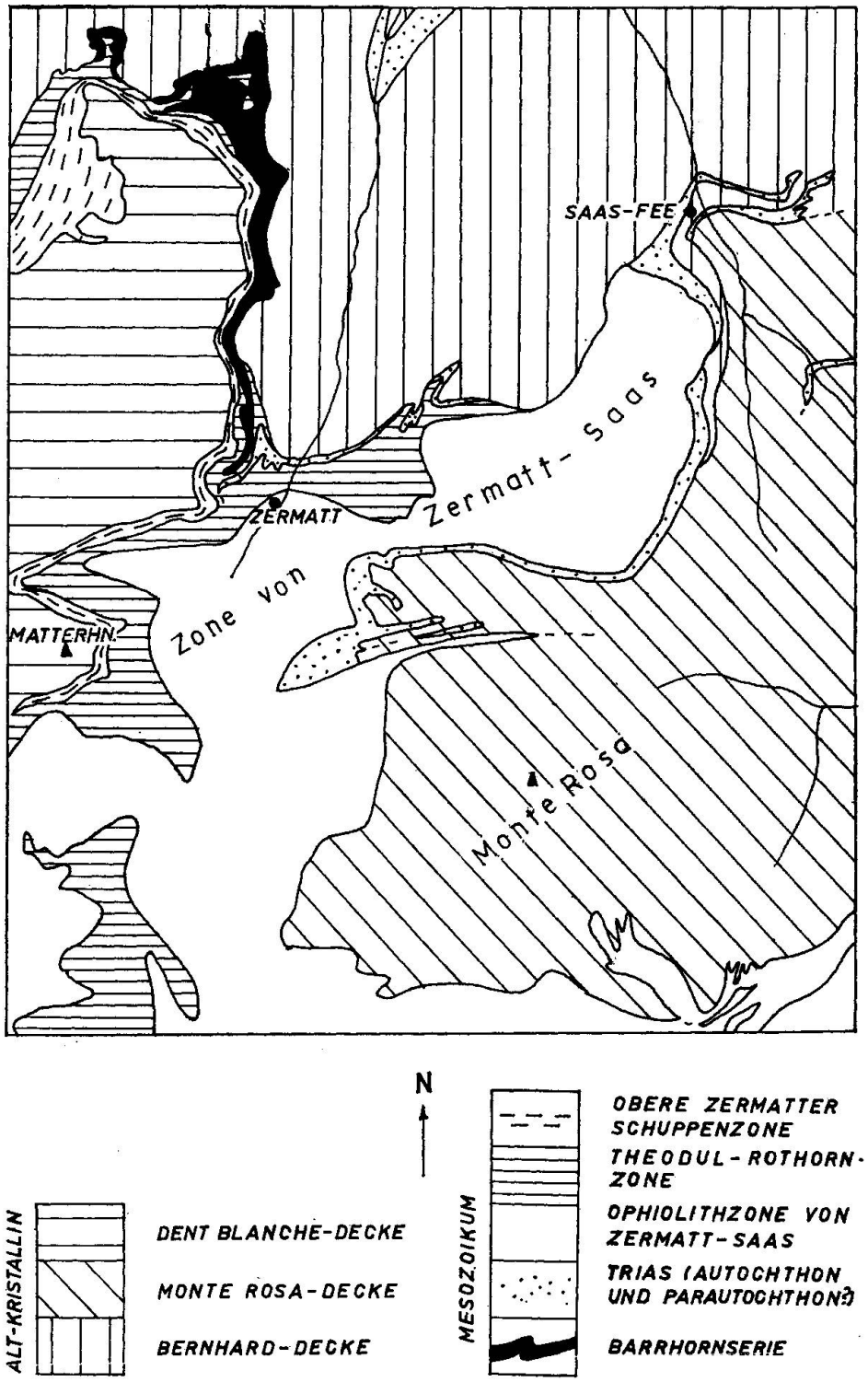

Fig. 1. Tektonische Kartenskizze der Umgebung von Zermatt 1 : 300 000.

Teilnehmer:

P. und *B. Bearth*, Basel
J. Bertrand, Genève
M. Blumenthal, Locarno
R. Chessex, Lausanne
G. Dal Piaz, Padova
M. Delaloye, Genève
G. Gatto, Padova
L. Kläy, Brig
R. Laurent, Genève
E. Niggli, Bern
Tj. Peters, Bern
L. Pusztaszeri, Genève
B. Reinhardt, Basel
H. Stalder, Bern
V. Trommsdorff, Basel
M. Vuagnat, Genève

Die 17 Teilnehmer der Exkursion trafen im Laufe des Sonntagnachmittag im Hotel Pollux-Nordend in Zermatt ein. Beim Abendessen waren sie vollständig versammelt.

Montag, 2. September 1963

Um 5 Uhr früh am Montag goss es in Strömen und es war Schnee gefallen bis auf 2800 m, aber um 7 Uhr zeigten sich die ersten blauen „Löcher" am Himmel und im Laufe des Vormittags — während wir vom Rotenboden zum Gornergletscher wanderten — wurden dann nacheinander Nordend — „die allerhöchste Spitze" — Lyskamm und Castor frei. Das Matterhorn aber reservierte seinen Anblick für den nächsten Tag.

Permotrias der Gornergratzone

Der Weg zum Gornergletscher schneidet zuerst die Serpentinmasse des Riffelhorns, die hier die Basis der Ophiolithzone von Zermatt–Saas bildet. Mit scharfem tektonischem Kontakt folgen Bündnerschiefer, eine rasch wechselnde Folge metamorpher, mergeliger, toniger und quarzitischer Lagen. Darunter liegt eine mehrfach verschuppte, z. T. verkehrte permotriadische Serie mit Albitgneisen, Muskowitquarziten und -schiefern (±Albit), und reinen Tafelquarziten (Untere Trias). Z. T. handelt es sich um monogene, metamorphe Konglomerate. Die nuss- bis faustgrossen Quarzgerölle sind gestreckt, die Längung deckt sich mit der Orientation der B-Achsen im ganzen Gebiet. Gerölle sind eher selten; nur *eine* fast ausschliesslich aus Komponenten bestehende Konglomeratbank ist am Wege anstehend. Sekretionäre, quarzgefüllte Adern sind sehr verbreitet.

Die Muskowit-Albitgneise bilden das volumenmässig wichtigste Glied der permotriadischen Serie. Sie können im Handstück oder in isolierten Vorkommen leicht mit gewissen Albitgneisen des präpermischen Kristallins verwechselt werden. Den hohen Na-Gehalt teilen diese Gneise mit anderen permischen Serien der Westalpen. Ob diese stratigraphisch fixierte Eigentümlichkeit auf bestimmte Verhältnisse während der Sedimentation und Diagenese oder auf Zufuhr von vulkanischem (z. B. natron-rhyolithischem) Material zurückgeht, bleibt noch abzuklären. Ein Aufschluss in grobblätterigem Muskowitquarzit zeigt übrigens grosse z. T. idiomorphe Porphyroblasten von Albit, die die

Schieferung und Kleinfältelung glatt abschneiden, somit postkinematisch sind. Die in allen alpinmetamorphen Gesteinsgruppen verbreitete Albitbildung entspricht einem der spätesten Mineralbildungsprozesse. Sie ist weitgehend unter statischen Bedingungen erfolgt. Es gibt aber auch gedrehte Albite, mit si und häufig einschlussfreiem Rand (z. T. invers zonar), die eine ganz oder teilweise para-albitische Durchbewegung verraten.

Eine Einschaltung von Rauhwacke in der quarzitischen Serie gab Anlass zu einer Diskussion über die Entstehung dieses interessanten Gesteins. Die limonitisch anwitternden Rauhwacken, die wir am Wege fanden, sind als Brekzien ausgebildet, mit eckigen Komponenten des Nebengesteins (Muskowitquarzit). Das gilt für die meisten Rauhwacken der Umgebung. E vom Gornergrat (auf der Tuft, Erl. S. 11) ist z. B. eine Rauhwackebrekzie mit Quarzit-, Albitgneis- und Kalkglimmerschieferkomponenten anstehend. Gerade das Auftreten von posttriadischen alpinmetamorphen Komponenten in der Rauhwacke widerlegt die Meinung, dass es sich bei diesem Gestein um ein triadisches Sediment handle. Diese Tatsache ist auch unvereinbar mit der Behauptung, dass die Albitgneis- und -schieferbildung vortriadisch sei. Die Albitgneise sind im Gegenteil *nach* der Metamorphose in die Rauhwacke hineingeraten. Diese entspricht vielmehr einem ursprünglich gipsführenden Kalk- oder Dolomithorizont, dessen Gips erst nachtektonisch herausgelöst worden ist. Der daraus folgende Zusammenbruch der Schicht führte zu einer Vermischung mit dem Nebengestein und zur Bildung der heute vorliegenden Brekzie. Diese Rauwacken sind rezente oder subrezente Bildungen. (Zu dieser Frage siehe W. Brückner (1941)[1].)

Die permotriadische Serie des Gornergrates ist vom Kristallin des Hohtälli-Stockhorngrates durch Trias (Dolomit, Rauhwacke) und Bündnerschiefer getrennt. Da aber Muscowitquarzite an diesem Grat mit Altkristallin verschuppt sind, so dürfte diese Permotrias der abgeschürften Sedimenthaut des Monte-Rosakristallins entsprechen. Carbon fehlt vollkommen.

Übrigens ist hier der Ort, einen Irrtum zu berichtigen. Die konglomeratische Natur mancher Muskowitquarzite und -schiefer habe ich erst nach Druck von Bl. Zermatt erkannt und da granitische Gesteine, Augengneise etc. ebenfalls in Muskowitschiefer übergehen können, z. T. als Orthogesteine kartiert. Das gilt z. B. für den „Orthogneis" am Hohtälligrat (P 3286,3).

Migmatite und Granite des Monte Rosa

Kurz vor dem Gornergletscher wird ein aus grossen Blöcken aufgebauter Moränenwall gequert. Hier sind — auf engem Raum zusammengedrängt — die wichtigsten Gesteinstypen des Monte Rosa angehäuft, können somit bequem — viel bequemer als an Ort und Stelle! — studiert werden. Unser Interesse konzentrierte sich vor allem auf Gesteine der voralpin metamorphen Serie, die durch einige schöne Exemplare vertreten ist. Die präalpinen Relikte nehmen in der Monte-Rosa-Decke einen sehr grossen Raum ein. Es sind Biotitgneise (± Granat) und Biotit-Muskowitschiefer, vor allem aber dunkle, wirr

[1]) W. Brückner (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helv. 34, 117—134.

gefaltete Granat-Biotit-Cordierit-Sillimanitgneise, die von einem hellen pegmatitischen Metatekt durchadert und z. T. aufgelöst werden (Adermigmatite). Das sind die ältesten (altpaläozoischen oder präkambrischen!) Gesteine des Monte Rosa, Produkte einer alten Orogenese.

Dieses älteste Substrat wurde von hercynischen Graniten durchbrochen. Verschiedene Phasen der Granitbildung lassen sich unterscheiden. Die ersten Intrusionen sind grobporphyrische, biotitreiche Granodiorite, oft von Hornfelsschollen erfüllt. Ein zimmergrosser Block rechts vom Weg gibt einen guten Begriff davon. Sie werden von grobkörnigen Granodioriten abgelöst (z. B. Monte-Rosa-„Granit" der Untern Plattje). Diese wiederum sind von homogenen, mittel- bis feinkörnigen Graniten durchbrochen. Gang- und stockartige aplitische und pegmatitische Nachschübe schliessen diesen hercynischen Zyklus ab.

Die alpine Deformation und Metamorphose ist natürlich auch in diesen Gesteinen überall zu spüren; sie geht von leichter Kataklase und Zerscherung bis zur vollständigen Umbildung von Gefüge und Mineralbestand. Porphyrische Granite werden zu Augengneistektoniten umgeprägt, homogene Granite in Albitgneise umgewandelt; nicht selten entsteht aus granitischem Material ein Muskowitschiefer ($\pm$ Disthen).

Die Trennung des Monte-Rosa-Kristallins in eine alte, prägranitisch- und in eine postgranitisch- (alpin) metamorphe Serie ist übrigens durch die absoluten Altersbestimmungen der Institute von Genf (Pb total)[2]) und von Bern[3]) (Rb/Sr) bestätigt worden.

Warum ausgedehnte und mächtige Komplexe der Decke alpin sozusagen intakt geblieben sind, ist eine noch offene Frage. Es ist denkbar, dass die grossen Tangentialtransporte in dieser Einheit (nicht aber die Metamorphose!) *vor* der Überschiebung der Dent-Blanche-Decke, also noch bei relativ geringer Überlastung, erfolgten.

In ca. einer Stunde erreichten wir über den frisch verschneiten Gornergletscher den Stockknubel. Was wir hier an prämesozoischem Kristallin sahen, gehört zur sog. *Schuppenzone des Stockknubel* (Erl. S. 19). Diese trennt den Komplex des Monte Rosa mit seinen alten Strukturen vom alpinmetamorphen Kristallin des Stockhorns. (Chloritführende Granatmuskowitschiefer und Albitgneise.)

Die erwähnte Schuppenzone umfasst Altkristallin und Mesozoikum. Schon unten an der Moräne (NE P 2678) sahen wir eine Verschuppung von Dolomit- und Kalkmarmor mit Quarziten und Granatglimmerschiefern, die vermutlich dem Nordrand der Zone entspricht. (Dieser Aufschluss war früher unter dem Eis versteckt und ist darum auf Bl. Zermatt nicht angegeben.) Als mesozoisch sehen wir auch die Serpentinite des Stockknubels an. Unser Besuch galt z. T. diesen, z. T. aber dem wichtigsten altkristallinen Element der Schuppenzone, das ich schon vor 12 Jahren — und heute erst recht — zu einer viel umfassen-

---

[2]) Buchs, A., Chessex, R., Krummenacher, D., Vuagnat, M. (1962): Ages „plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 295—306.

[3]) Jäger, E. (1962): Rb-Sr Age determinations on Micas and total Rocks from the Alps. J. Geophys. Research, vol. 67, 5293.

deren Einheit, zur Furggzone stellen möchte. Die charakteristischen Elemente der Furggzone — gleichgültig, ob wir uns im Saas-, Antrona- oder Bognancotal (s. Atlasblatt Saas), in der Südabdachung des Monte Rosa oder hier am Stockknubel befinden — sind: ein auffallend heterogener Aufbau und extreme Tektonisierung, die allerdings an vielen Stellen von einer intensiven Albitisierung überholt und z. T. verwischt worden ist.

Die wichtigsten Elemente der Zone sind Granatglimmerschiefer, Granatamphibolite (z. T. eklogitisch) und reine Albitgneise. Daneben aber trifft man immer wieder auf Marmore und Kalksilikate, seltener auf plattige Quarzite. Die Amphibolite mögen z. T. basischen Eruptiva entsprechen, während die Albitgneise von Apliten, z. T. auch von Pegmatiten abzuleiten sind — das übrige ist sicher sedimentogen.

Ein konstantes Kennzeichen der Zone ist ihre Tektonisierung. Die Amphibolite sind boudiniert, zu Linsen und Schlieren ausgezogen, die Stücke oft gefaltet und tordiert, die Fragmente z. T. auch quer zu s gestellt, gerollt und verschliffen. Wenn wir die heute bekannten Aufschlüsse der Furggzone miteinander verbinden, so ergibt sich, dass diese das ganze Gewölbe des Monte Rosa umhüllt[4]). Eine grosse Lücke ist nur im zentralen und stärkst erodierten Teil des Gewölbes vorhanden. Ich habe z. T. deshalb, z. T. ihres tektonischen und lithologischen Charakters wegen, die Furggzone als Abscherungsfläche des Kristallins der Bernhard-Decke interpretiert. Diese Deutung scheint mir aber heute nicht mehr haltbar zu sein. Die Gründe für diese „Bekehrung" mögen hier nur kurz angedeutet werden. Einmal findet man typische Elemente der Furggzone im obersten Antronatal nicht nur südlich, sondern auch nördlich der Furggmulde — also im Kristallin des Portjengratlappens, das aber nach meiner früheren Deutung zur Bernhard-Decke gehören würde. Ferner: die Gesteinsserie, die die Mischabelrückfalte aufbaut, lässt sich N vom Portjengrat, im Weissmies, Laggin- und z. T. auch im Fletschhorn durchverfolgen bis ins Bognancotal hinunter — ohne dass der lithologische Charakter sich ändert. Sie bildet an der Stirne des Kristallins des Portjengrates ein (von E gesehen) mächtiges S, das bei gleicher Mineralfazies doch im Gesteinsinhalt verschieden ist vom alpinmetamorphen Kristallin des Monte Rosa. Schliesslich ist in der Wurzel der Monte-Rosa-Decke nichts nachgewiesen worden, was mit dem Mischabelkristallin parallelisiert werden könnte.

Ich halte deshalb heute, trotz — oder vielleicht wegen — der Komplikationen am Zwischbergenpass (S. Erl. zu Bl. Saas) eine Trennung des Mischabelkristallins (d. h. der Bernhard-Decke) vom Monte-Rosa-Kristallin für notwendig und glaube, dass die Trennungsfläche dort zu suchen ist, wo E. Argand sie, ohne allerdings den kartographischen Beweis dafür erbringen zu können, angenommen hat.

Soviel über die tektonische Stellung der Furggzone. Nachdem wir die schönen Aufschlüsse am Gornergletscher besichtigt hatten, war es Mittag geworden. Am Nachmittag wurden dann noch die Serpentinite studiert.

---

[4]) Über die Verbreitung der Furggzone im italienischen Teil des Monte Rosa finden sich nähere Angaben in einer Notiz von G. V. Dal Piaz und G. Gatto (1963): Considerazioni geologico-petrografiche sul versante meridionale del Monte Rosa. Acad. Naz. d. Lincei, fasc. 2, ser. 8, vol. 34, 190—194.

Der Stockknubel-Serpentin und seine Einschlüsse

In der Stockknubelzone sind mehrere in Linsen zerrissene Serpentinzüge eingeschuppt. Die stark verschieferten Serpentinite des unteren Zuges (s. Bl. Zermatt) weisen zwei Gruppen von linsenförmig ausgezogenen Rodingiten auf; die einzelnen Einschlüsse liegen in parallelen Zeilen. Die untere wird von einem grobkörnigen Epidot-Amphibolit gebildet, die obere von einem feinkörnigen Granat-Diopsidfels, mit Neubildungen von Epidot und Chlorit. In beiden Fällen könnte es sich um metamorphe basische Gänge von melanokrater resp. anorthositischer Zusammensetzung handeln, im zweiten Fall aber auch um ein Sediment. Relikte sind nicht gefunden worden.

Bei beiden Gruppen sind die Linsen von einem Reaktionsrand aus konzentrischen, mono- oder bi-mineralischen Schalen umschlossen. Vom Einschluss nach aussen gehend hat man: Chlorit, Chlorit + Aktinolith, Talk, Serpentin.

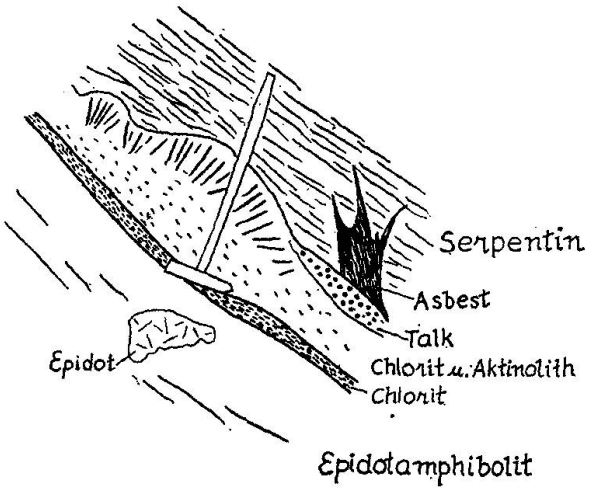

Fig. 2. Kontakt Serpentin-Epidotamphibolit Stockknubel (Hammerstiel 60 cm).

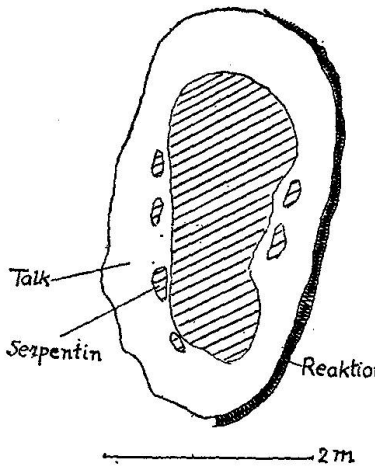

Fig. 3a. Serpentinlinse in Amphibolit (oberer Theodulgletscher).

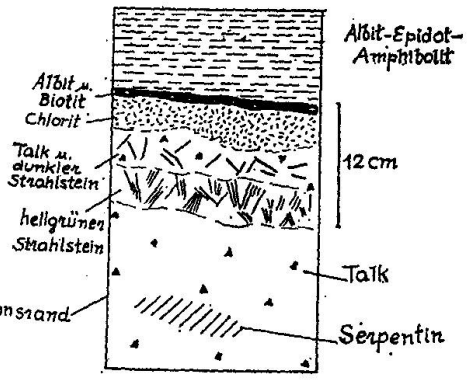

Fig. 3b. Reaktionsrand der Serpentinlinse Fig. 3a.

Der zwischen Serpentin und dem Einschluss erfolgte Stoffaustausch hatte eine Entsilifizierung der Einschlüsse zur Folge. SiO_2 und H_2O wanderten in den Serpentin hinein, Mg aus diesem heraus. Die Fig. 2, 3a und 3b zeigen Beispiele von solchen Reaktionszonen an der Grenze Serpentin-Nebengestein.

In der Regel ist dieser Reaktionsrand noch nachträglich durch Bewegungen in der Chlorit- und Talklage verschliffen worden; die bis 10 cm dicke, durch wirrstrahligen Aktinolith versteifte mittlere Lage aber ist z. T. noch gut erhalten. Da die Boudinierung vor der Ausbildung der Reaktionszone erfolgt sein muss, so haben wir es hier mit wenigstens zwei Bewegungsphasen zu tun.

Der Stockknubel ist übrigens eine bekannte Mineralfundstelle. Die Mineralien sind an die Zerrklüfte der Rodingite gebunden. Diese führen Epidot, Granat, Diopsid, Aktinolith, Chlorit, Albit, Calcit und Titanit. Gleiche Entstehung haben die bekannten Fundstellen der Rimpfischwänge, des Pollux u. a., die ebenfalls an solche Einschlüsse gebunden sind.

Nach der Besichtigung der Rodingite und ihrer Kontakte wurde der Rückmarsch zum Rotenboden angetreten. Auf die beabsichtigte Querung des Gornergletschers, hinüber zu Ob dem See, wo grobporphyrischer Granit ansteht, wurde der vorgerückten Zeit wegen verzichtet. Um 19.10 setzte uns die Gornergratbahn in Zermatt wieder ab.

Dienstag, 3. September 1963

Der zweite Tag war ausschliesslich den Ophiolithen und assoziierten Sedimenten reserviert. Die Ophiolithvorkommen der Umgebung von Zermatt, die im Rücken der Mischabelrückfalte liegen und den Raum zwischen Monte-Rosa- und Dent-Blanche-Decke ausfüllen, gehören drei verschiedenen tektonischen Einheiten an (s. Fig. 1). Wir bewegten uns ausschliesslich in der tieferen, der Zone von Zermatt-Saas, die weitaus die interessanteste ist, vor allem was die Metamorphose anbelangt. Einige Bemerkungen darüber dürften deshalb am Platze sein.

Mit Ausnahme der Simplon-Tessin-Region, die in den Bereich der Amphibolitfazies fällt, sind die alpinen Ophiolithe zwischen Genua und den Tauern epizonal umgeprägt. Aber innerhalb dieser Zone zeigen die basischen Gesteine sehr verschiedene Paragenesen. Am Aussenrand und in den höheren Decken der penninischen Zone sind, bei schwacher Metamorphose, Paragenesen mit Glaukophan, Lawsonit und Pumpellyit verbreitet (Corsica z. T., Acceglio, Arosa, aber auch Oberhalbstein, Ober- und Unterengadin). Im Gebiete von Zermatt, ebenso wie im ophiolithogenen Rahmen des Gran Paradiso treten hingegen Eklogite, Glaukophanschiefer, Epidot- und Granatamphibolite neben Prasiniten an ihre Stelle. Bewegung und Umkristallisation haben hier die meisten magmatischen Strukturen zerstört. Zwischen diesen beiden Extremen liegt ein Gürtel mit vorwiegend prasinitischen Paragenesen (Combinzone, Vals, Tauern z. T.).

So ist die Zone von Zermatt–Saas mineralparagenetisch sowohl von der Simplonregion, wie von der benachbarten Combinzone verschieden. Als typomorph können wir folgende Mineralien bezeichnen: Glaukophan (schwach

gefärbter Gastaldit), Omphazit und Chloromelanit, Mg-Chloritoid (Sismondin), Paragonit, Granat und Disthen.

Das Nebeneinander prasinitischer, eklogitischer und glaukophanführender Paragenesen — bei geringen Unterschieden im Gesteinschemismus — ist ein auffallendes Merkmal der Zone von Zermatt–Saas. Diese verschiedenen Assoziationen können dabei *gleichzeitig* unter den PTX-Bedingungen der oberen Grünschieferfazies entstehen, die Eklogite in wasserfreiem, die anderen in wasserführendem Milieu. Sie können sich auch nacheinander bilden. Wenn mit fortschreitender Metamorphose die in der trockenen Fazies gebildeten Eklogite Wasser aufnehmen, erfolgt eine Umwandlung in Glaukophangesteine und Prasinite. Die genetische Reihenfolge ist dann:

$$\text{Eklogit} \rightarrow \text{Glaukophanschiefer} \rightarrow \text{Prasinit.}$$

Kontrollierender Faktor ist auch hier P_{H_2O}.

Die interessanteste Ophiolithexkursion innerhalb der Zone von Zermatt–Saas führt von der Fluhalp über die Pfulwe ins Obere Täschtal. Aber aus organisatorischen Gründen war es nicht möglich gewesen, diese Route zu nehmen. Jedoch fehlt es auch anderswo weder an schönen Gesteinen, noch an interessanten Problemen.

Wir fuhren um 8 Uhr mit der Seilbahn auf Schwarzsee und wanderten von da durch das Geröll beim Gänder hinunter zum Furggbach. Unterwegs hatten wir Gelegenheit, verschiedene Gesteinstypen der Arollaserie der Dent-Blanche-Decke zu studieren. Sie stammen aus der Ostwand des Matterhorns, die sich, frisch verschneit, vor uns erhob.

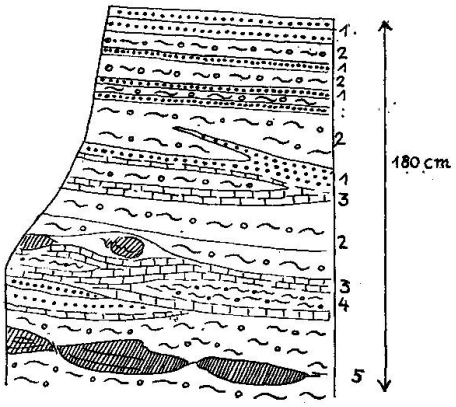

Fig. 4. Bündnerschieferserie am Furggbach.

1. Karbonatführende Quarzite.
2. Karbonatführende Granatmuscowitschiefer.
3. Karbonatreiche Lagen.
4. Granatführende, karbonatreiche Muscowitschiefer.
5. Granat-Epidot-Amphibolit.

Das erste Anstehende lag unten am Furggbach (Kote 2430, auf der Karte nicht angegeben), bei der neuen Wasserfassung. Hier wurden ophiolithführende Bündnerschiefer angeschlagen. Die Skizze Fig. 4 zeigt nur einen Teil dieses Aufschlusses, lässt aber die wechselvolle Ausbildung dieser Gesteine gut erkennen. Granat, weisser Glimmer und Chloritoid sind häufige Gemengteile der quarzitischen Glieder dieser Serie. Carbonat wird stark zurückgedrängt.

Die eingelagerten Granat-Epidot-Amphibolite sind häufig boudiniert; sie zeigen eine mehr oder weniger feine Bänderung (cm—dm) und starke Faltung

(Tuffe?). Herr Vuagnat erwähnt, dass er ophiolithogene Tuffe immer nur zusammen mit Laven beobachtet habe, nie als Einlagerung in Sedimente.

Die Ophiolithe der nach SW hinaufziehenden Felsrippen (W Tumego) sind gleichfalls gebändert, wenn auch weniger deutlich; hier sind vor allem Prasinite, z. T. auch Ovardite mit grossen Albitporphyroblasten in einer Chloritmatrix anstehend. Die Serpentinite W P. 2797,3 sind blätterig ausgewalzt, mit idiomorphen braunen Karbonatkristallen und einem breiten Talk-Aktinolith-Chlorit-Saum am Kontakt zum Nebengestein. Kleinere Linsen besitzen nur

a

b

Fig. 5a und 5b. Ophiolithfragmente in brekziösem Kalkglimmerschiefer (Oberer Theodulgletscher, NW Gandegghütte).

mehr Talk im Kern; schliesslich kann auch dieser verschwinden; dann verrät nur noch ein Chlorit-Aktinolitheinschluss den ursprünglichen Serpentin.

Am nördlichen Rand des oberen Theodulgletschers — die hier anstehenden Rundhöcker sind erst nach der Kartierung durch den Rückgang des Gletschers freigelegt worden — zieht eine Bündnerschieferzone durch, die in einem silikatreichen, brekziösen Zement zahlreiche Ophiolithfragmente einschliesst. Die Stücke sind ganz verschieden gross, von mikroskopischen Dimensionen bis zu Linsen von einigen m Länge; sie sind eckig oder (meist) gerundet, oft gefaltet oder tordiert. Meistens sind es Granat-Muscowit-Epidot-Amphibolite, oft mit feinkörnigen eklogitischen Partien im Kern, doch kann man auch Kalksilikatfelse, Strahlsteinknauer, ja vereinzelt sogar rostrot anwitternde Dolomit- und Kalkglimmerschieferfragmente finden. Die Fig. 5a und 5b geben eine Vorstellung dieser merkwürdigen Serie.

Diese Zone lässt sich am Wege von Furri über Wäng und Garten nach Gandegg verfolgen, sie bildet am Rifelberg das Dach der Serpentinmasse des Rifelhornes.

Es besteht gar kein Zweifel, dass Boudinierung von Ophiolithlagen, gefolgt von Rotation und Auswalzung der Fragmente bei der Entstehung dieser eigenartigen Gesteine eine grosse Rolle spielt. Aber die intime Vermischung von ophiolithogenem und sedimentären Material vermag sie doch nicht befriedigend zu erklären, vor allem dort nicht, wo brekziöse zwischen tektonisch scheinbar ungestörten und fragmentfreien Lagen liegen. Ein Teil der Vermischung ist wahrscheinlich primär, bedingt durch submarine Rutschungen, wie sie z. B. von H. G. Kugler aus Trinidad beschrieben worden sind[5]).

Leider reichte die Zeit nicht mehr, um die sehr komplexe Ophiolithzone S vom „Sandigen Boden" mit seinen Ophicalciten, Eklogiten und Glaukophangesteinen u. a. näher zu studieren.

Beim Abstieg folgten wir mehr oder weniger dem östlichen Abfluss des oberen Theodulgletschers gegen „Garten" hinunter. Das untere, vom Gandeggweg aus leicht erreichbare, jetzt leider auch trockengelegte Bachbett zeigt hier sehr schöne Albitisierungserscheinungen in der oben erwähnten Mischzone. Das ursprünglich karbonatische Zement ist dabei völlig aufgelöst und durch Albit verdrängt worden. Die Gesteine sind oft porös, die Porenwandungen mit Limonit und Chlorit ausgekleidet. Die Amphibolitfragmente sind ebenfalls von dieser Metasomatose betroffen; sie sind oft in einen Filz aus asbestartigem, graugrünem Strahlstein umgewandelt. Der ganze Komplex ist von Albitgängen durchsetzt. Sie scheinen hier die letzten Bildungen zu repräsentieren, im Gegensatz zum Täschtal, wo die Albitisierung von Albititgängen ihren Ausgang nimmt, ganz an diese gebunden ist und einen viel weniger diffusen Charakter zeigt als hier.

Diese Albitisierung ist übrigens auch am Rifelberg und anderwärts zu sehen; sie erfasst eine ganze Zone und ist ohne Stoffzufuhr von aussen nicht zu erklären. Dabei entspricht diese Metasomatose dem letzten minerogenetischen Prozess der Region; sie ist posttektonisch und kann somit nicht auf magmatische Vorgänge zurückgeführt werden. Sie muss vielmehr in Zusam-

---

[5]) Kugler, H. G. (1953): Jurassic to recent sedimentary environments in Trinidad. Bull. Ass. Suisse des Géol. et Ing. du Pétrole, 20, no. 59, 27—60.

menhang mit den Umsetzungen stehen, die durch die Metamorphose ausgelöst wurden und fällt in eine abklingende Phase derselben.

Ob diese Albitisierung auf Stoffverschiebungen innerhalb der Ophiolithzone zurückzuführen ist oder ob sie in einen grösseren Rahmen gestellt werden muss, diese Frage bleibt — jedenfalls vorläufig — offen.

Am frühen Nachmittag wanderte die Exkursion über Furri und Zum See zurück nach Zermatt. Nach einem Abschiedstrunk, zu dem uns Bergführer Karl Biner, der Besitzer des Hotel Pollux, eingeladen hatte, verliessen die meisten Teilnehmer Zermatt mit dem Zug 16.25, um noch am selben Abend Lausanne oder Genf, Bern oder Basel erreichen zu können.