

BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 64. Lieferung
Des ganzen Werkes 94. Lieferung

MATÉRIAUX
pour la
Carte géologique de la Suisse
publiés par la
Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles
subventionnés par la Confédération

Nouvelle série, 64^e livraison
94^e livraison de la collection entière

Geologie

der Landschaft Schams

(Graubünden)

Spezialkarte 114 A/B

Mit 4 Textfiguren und 1 Tafel

Von

O. Wilhelm

(Ausgegeben im Februar 1933)

BERN
In Kommission bei A. Francke A.-G.
1932
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1932
Imprimé par Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung der Geologischen Kommission vom 30. April 1932 legte Herr Dr. OSKAR WILHELM das Manuskript seiner Arbeit «Geologie der Landschaft Schams (Graubünden)» vor. Die Kommission beschloss, die Abhandlung als Lieferung 64 in die Serie der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge» aufzunehmen.

Die Kommission ist Herrn Dr. Wilhelm, zurzeit in Holland, zu grossem Danke verpflichtet, dass er die wenigen Monate eines Europa-Urlaubes zur Abfassung des Erläuterungstextes zu der von ihm aufgenommenen «Geologischen Karte der Landschaft Schams, 1:50,000» (Spezialkarte 114 A und Profiltafel 114 B, herausgegeben von der Geologischen Kommission 1929) benützt hat. Künftiger Forschung, speziell der Bearbeitung der Blätter 410 (Thusis), 413 (Rabiusa), 414 (Andeer) und 506 (Splügen) des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25,000, ist damit eine wertvolle Wegleitung gegeben worden.

Für den Inhalt dieses Erläuterungstextes wie auch für die Darstellung auf der früher veröffentlichten geologischen Karte und den Profilen (Spezialkarte 114 A und B) ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, den 1. Oktober 1932.

**Für die Geologische Kommission
der Schweiz. Naturf. Gesellschaft,**

Der Präsident:

Dr. A. Buxtorf, Prof.

Der Sekretär:

O. P. Schwarz.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	II
Verzeichnis der wichtigsten Literatur:	
A. Geologie	V
B. Erzlagerstätten	VI
A. Vorwort und Einleitung	1
B. Geologische Übersicht	1
C. Stratigraphie	3
I. Bündnerschieferunterlage der Schamserdecken	3
II. Gneise der Tambodecke und der Burgruine Splügen, Mulde des Splügenpasses (= Splügenreinung)	4
III. Casannaschiefer, Rofnagneise und Sedimente der Surettadecke	5
IV. Margnadecke	7
a) Splügener Kalkberge-Gurschus-Averser Weissbergzone	7
1. Splügener Kalkberge	7
2. Piz Alv-Averser Weissberg	8
b) Gelbhorndecke	8
c) Flyschdecke	11
1. Schieferserie des Muttnerhorns	11
2. Schieferserie des Piz Curvèr	12
V. Piz Toissa-Klippe (Aeladecke)	12
VI. Zusammenfassung der Stratigraphie	12
D. Tektonik	14
I. Bündnerschieferunterlage der Schamserdecken-Tambodecke-Burgruine Splügen	14
II. Surettadecke (Rofnagneis- und Timunmasse)	16
III. Margnadecke	19
a) Splügener Kalkberge-Gurschus-Weissbergzone	19
b) Gelbhorndecke	20
c) Flyschdecke	20
IV. Piz Toissa-Klippe (Aeladecke)	21
V. Ältere tektonische Interpretationen	21
E. Bemerkungen über die Ausbildung des Quartärs	21
F. Mineralquellen	23
G. Erzlagerstätten	24
I. Die Eisen- und Manganerzlagerstätten	25
a) Lagerstätten im Gneis	25
1. Sutt Foina	25
2. San Martin-Mutalla	25
3. Val Sterla	26
4. Samada	27
5. Surettatal	27
b) Lagerstätten in der Trias	27
1. Fianell-Piz Mazza-Oberes Val Sterla	27
2. Schmorrasgrat (Piz Alv)	28
3. Starlera	28
4. Bergwiesen	29
5. Danatzalp (südlich Splügen)	30
c) Zur Entstehung der Erzlager	30
II. Die Silber-Fahlerzlagerstätten von Gruaba (Ursera)	32
III. Die silberhaltigen Bleiglanzlagerstätten von Taspin	32
IV. Die silberhaltigen Kupferkiesvorkommen des Val di Lei	32

Verzeichnis der wichtigsten Literatur.

A. Geologie.

1. **Buxtorf, A.:** Aus der Talgeschichte der Viamala. «Heimfestschrift». *Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich*, LXIV, 1919.
2. **Buxtorf, A.:** Die Lagerungsverhältnisse der Gneislamellen der Burgruine Splügen. *Verhandl. Natf. Ges. Basel*. Bd. XXX, 1919.
3. **Buxtorf, A.,** und **Wilhelm, O.:** Über Sackungsercheinungen im Safiental. *Eclogae*, Vol. XVI, Nr. 5, 1922.
4. **Escher, A.,** und **Studer, B.:** Geologische Beschreibung von Mittelbünden. *Neue Denkschriften der Allg. Schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissenschaften*, 1839.
5. **Grenouillet, W.:** Geologische Untersuchungen am Splügenpass und Monte di San Bernardino. *Natf. Ges. Graubünden*, Bd. LX, 1920.
6. **Heim, Alb.:** Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Text zur geologischen Karte der Schweiz*, Blatt XIV, 1 : 100,000. *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*, XXV, 1891.
7. **Heim, Alb.:** Geologie der Schweiz. Bd. II, 2. Hälfte, 1922.
8. **Kopp, J.:** Beiträge zur Geologie des Lugnez, Safientales und Domleschgs. *Eclogae*, Vol. XIX, Nr. 1, 1925.
9. **Meyer, H.:** Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. *Ber. Natf. Ges. Freiburg im Br.*, Bd. XVII, 1909.
10. **Meyer, H.,** und **Welter, O.:** Zur Geologie des südlichen Graubündens. *Monatsber. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 62, Nr. 1, 1910.
11. **Ott, E.:** Geologie der westlichen Berggünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa). *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, 49, n. F., 1925.
12. **Rolle, F.:** Das südwestliche Graubünden und nördliche Tessin. Text zur Geolog. Karte 1 : 100,000, Blatt XIX. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, Lieferung XXIII, 1881.
13. **Roothaan, H. Ph.:** Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula. *Vierteljahrsschrift der Natf. Ges. Zürich*, 1918.
14. **Rüetschi, G.:** Zur Kenntnis des Rofnagesteines, ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. *Eclogae*, Vol. VIII, 1903.
15. **Schmidt, C.:** Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gesteine. *Anhang zu Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz*, XXV, 1891.
16. **Schmidt, C.,** und **Stella, A.:** Rapport sur les conditions géologiques d'un tunnel du Splügen. Bâle 1911 (als Manuskript gedruckt).
17. **Schumacher, G.:** Geologische Studien im Domleschg. *Jahrb. Phil. Fak. Bern*, Bd. VII, 1927.
18. **Staub, R.:** Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, 46, n. F., 1916.
19. **Staub, R.:** Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. *Eclogae*, Vol. XV, Nr. 4, 1920.
20. **Staub, R.:** Der Bau der Alpen. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, 52, n. F., 1924.
21. **Welter, O.:** Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. *Eclogae*, Vol. X, Nr. 6, 1909.
22. **Wilhelm, O.:** Beitrag zur Glaukophanfrage im Graubünden. *Eclogae*, Vol. XVI, Nr. 4, 1921.
23. **Wilhelm, O.:** Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise. *Eclogae*, Vol. XVI, Nr. 5, 1922.
24. **Zyndel, F.:** Über die Tektonik von Mittelbünden. *Verhandl. der Schweiz. Natf. Ges.* 1910.
25. **Zyndel, F.:** Über den Gebirgsbau Mittelbündens. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, 41, n. F., 1912.
26. **Zyndel, F.:** Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. *Eclogae*, Vol. XII, Nr. 4, 1913.

B. Erzlagerstätten.

1. 1785. **Hacquet**: Physikalisch-politische Reisen aus den Dinarischen durch die Julischen, Carnischen, Rhätischen in die Norischen Alpen. 1781 und 1783, Tome II, S. 55.
2. 1806. **von Salis-Marschlins, C. U.**: Über den Bergbau in Bünden. *Der Neue Sammler*, Nr. 2, 1806, S. 491.
3. 1808. **Conrad, M.**: Beschreibung des Schamsertales. *Der Neue Sammler*, Nr. 4, 1808, S. 349.
4. 1838. **Röder, G.**, und **von Tscharner, P.**: Der Kanton Graubünden, 1838, S. 267.
5. 1839. **Studer, B.**, und **Escher., A.**: Geologie von Mittelbünden. *N. Denkschr. d. Allg. Schweiz. Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften*, 1839.
6. 1842. **von Tscharner, J. K.**: Der Kanton Graubünden. Chur 1842.
7. 1872. **Fravi, G.**: Der Bergbau von Andeer in Bünden. *Alpenpost*, Bd. 2, 1872, S. 27.
8. 1873. **Husemann, A.**: Chemische Untersuchungen einiger Eisenerze von Ferrera. *Jahresbericht der Natf. Ges. Graubünden*, Bd. 17, 1873, S. 119.
9. 1878. **Plattner, P.**: Geschichte des Bergbaues in der östlichen Schweiz. Chur 1878, S. 55.
10. 1881. **Rolle, F.**: Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Bd. 23, 1881, S. 14, 17.
11. 1889. **Walkmeister, Chr.**: Aus der Geschichte des Bergbaues in den Kantonen Glarus und Graubünden. *Jahresbericht der Natf. Ges. St. Gallen*, 1889, S. 291.
12. 1891. **Heim, Alb.**: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz*, Bd. 25, 1891.
13. 1891. **Schmidt, C.**: Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete vom Blatte XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gesteine. *Anhang zu den Beiträgen z. geol. Karte der Schweiz*, Bd. 25, 1891.
14. 1893. **Theobald, G.**: Naturbilder aus den Rhätischen Alpen, 3. Aufl., 1893, S. 296.
15. 1900. **Heim, A.**: Die Eisenerze des Avers und die Manganerze des Oberhalbstein. *Eclogae geol. Helv.* 1900, Bd. 6, S. 491.
16. 1900. **Tarnuzzer, C.**, **Nussberger, G.**, **Lorenz, P.**: Notices sur quelques gisements métallifères du canton des Grisons. Coire 1900, S. 14, 35.
17. 1902. **Rüetschi, G.**: Zur Kenntnis des Rofnagesteines. *Eclogae geol. Helv.*, Bd. 8, 1902.
18. 1904. **Wencélius, A.**: Eisen- und Manganerzgruben der Schweiz. *Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift*, 1904, S. 206.
19. 1905. **Bähler, A.**: Der Bergbau im Ferreratal. *Jahrbuch des S. A. C.*, Bd. 41, 1905, S. 238.
20. 1907. **Schmidt, C.**: Asphalt, Steinsalz, Erze. *Handwörterbuch der schweiz. Volkswirtschaft, Sozialpolitik und Verwaltung*, Bd. 3, Bern 1907, S. 128.
21. 1909. **Hotz, W.**: Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien in der Schweiz. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, 17. Jahrg., 1909, S. 33.
22. 1909. **Meyer, H. L. F.**: Geologische Untersuchungen am Nordostrand des Surettamassives im südlichen Graubünden. *Bericht der Natf. Ges. Freiburg*, Bd. 17, S. 130.
23. 1910. **Schmidt, C.**: Iron ore Resources of the World Stockholm 1910. *Switzerland*, Bd. 1, S. 137.
24. 1913. **Zyndel, F.**: Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. *Eclogae geol. Helv.*, vol. XII, 4, 1913.
25. 1914. **Lorenz, P.**: Zur Geschichte des Hochgerichtes Greifenstein. Kap. 16: Die Bergwerke (als Manuskript gedruckt). Chur 1914, S. 210.
26. 1916. **Tarnuzzer, Chr.**: Aus Rhätians Natur- und Alpenwelt. Zürich 1916, S. 105, 107.
27. 1917. **Schmidt, C.**: Erl. zur Karte der Fundorte von mineralogischen Rohstoffen in der Schweiz, 1 : 500,000, 1917.
28. 1920. **Schmidt, C.**: Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse. III. Minerais, S. 189, 196.
29. 1921. **Heim, A.**: Geologie der Schweiz, Bd. II, 1921.
30. 1922. **Wilhelm, O.**: Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Aversertal (Val Ferrera), Graubünden. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, 30. Jahrg., Heft 12, 1922.
31. 1923. **Die Eisen- und Manganerze der Schweiz**. II. Teil, Abschn. III. Die Eisen- und Manganerzlagertstätten im Val Ferrera (Geologische Studie von Arn. Heim; Historischer Überblick von Chr. Tarnuzzer; Bergbau- und Bauwürdigkeit von der Studiengesellschaft). *Beitr. z. Geol. der Schweiz*. Geotechn. Serie, Liefg. XIII, 1. Bd., 1923.

A. Vorwort und Einleitung.

Die nachfolgende Beschreibung stellt eine Zusammenfassung der in den Jahren 1920 bis 1922 und 1926 bei der geologischen Aufnahme des Schams und des angrenzenden Vorderen Rheinwaldes (Gebiet von Splügen-Sufers) gesammelten Beobachtungen dar und soll als Erläuterung zu der «Geologischen Karte der Landschaft Schams» (1 : 50,000) und zu den zugehörigen Profildienen (vgl. Spezialkarte 114 A und B der Publikationen der Schweizerischen Geologischen Kommission).

Die Karte umfasst Blatt 414, Andeer, des topographischen Atlases der Schweiz, ferner die nördliche Hälfte von Blatt 506, Splügen, den östlichen Rand von Blatt 413, Vrin, den südlichen Rand von Blatt 410, Thusis, und die Südwestecke von Blatt 426, Savognin, und grenzt im Süden an die «Geologische Karte des Avers» von R. STAUB (Spezialkarte 97) und im Osten an Blatt E der «Geologischen Karte von Mittelbünden-P. Michèl» von F. FREI und E. OTT (Spezialkarte 94 E).

A. ESCHER und B. STUDER behandelten 1839 die für sie so rätselhafte Geologie des Schams in ihrer «Geologischen Beschreibung von Mittelbünden» (4); später haben ALBERT HEIM (6), C. SCHMIDT (15) und F. ROLLE (12) die Gegend des Schams für die Geologische Karte der Schweiz 1 : 100,000, Blätter XIV und XIX, bearbeitet.

Weitere, schon unter dem Einfluss der Deckentheorie stehende Untersuchungen stammen von C. SCHMIDT und A. STELLA (16) sowie von zwei Schülern von G. STEINMANN: H. L. F. MEYER (9) und O. WELTER (21).

F. ZYNDEL hat dann die Detailkartierung Mittelbündens im Auftrage der Geologischen Kommission begonnen und als Erster die Hauptzüge der tektonischen Gliederung Mittelbündens klar erkannt (25). ZYNDELS begonnene Aufnahmen des Schams wurden vom Verfasser fortgesetzt und beendet. Im Sommer 1923 hat auch P. KELTERBORN an der Aufnahme mitgearbeitet.

Über die mannigfaltigen Erzlager des Schams sind verschiedene Beschreibungen ältern und jüngern Datums erschienen; die Publikationen, die sich im speziellen auf die Erzlager beziehen, sind in einem besondern Literaturverzeichnis zusammengestellt.

Der Verfasser möchte hier noch beifügen, dass er durch lange Abwesenheit im Ausland den Kontakt mit der Geologie Graubündens etwas verloren hat, weshalb wohl manche Auswertung der Resultate im Hinblick auf regionale Fragen nicht erfolgen konnte und andern überlassen sein soll. Aus dem gleichen Grunde ist auch die vorhandene frühere Literatur nicht in allen Details diskutiert.

Für die Publikation dieses Textes und der Spezialkarte 114 hat das Bureau der Geologischen Kommission mit grossem Entgegenkommen die vermehrte Arbeit, die des Verfassers Abwesenheit mit sich brachte, übernommen, was der Verfasser mit Dankbarkeit anerkennt. Vor allem auch wünscht er dem Präsidenten, Herrn Professor Buxtorf, für dessen Bemühungen und Unterstützung seinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

B. Geologische Übersicht.

Die Landschaft Schams liegt im Bereich der höheren penninischen Decken Graubündens. Die auf der Karte ausgeschiedenen geologischen Einheiten sind von oben nach unten:

- Aeladecke, unterostalpin (Toissaklippe im Osten des Schams).
- Schamserdecken: Teildecken der Margnadecke im weitern Sinne.
- Surettadecke: Rofnagneis und Timunmasse.
- Tambodecke: Tambogneise und Gneis der Burgruine Splügen.
- Aduladecke: Schieferunterlage der Schamserdecken.

Diese Einteilung gilt im Prinzip auch für die ein etwas weiteres Gebiet umfassende «Tektonische Karte des Schams und Avers», 1 : 100,000, die diesem Erläuterungstext beigegeben ist. Beide Karten dienen der nachfolgenden Beschreibung der Stratigraphie und Tektonik als Unterlage.

Die mesozoischen Bündnerschiefermassen, die sich im nördlichen und westlichen Teil der Karte ausdehnen, gehören dem umfangreichen, penninischen Bündnerschieferkomplex des Vorder- und Hinterrheingebietes an. Sie zeigen im allgemeinen südöstliches Einfallen und bilden im Schams die Unterlage der Schamserdecken; unter den Graten und Höhen der West- und Nordfront der Schamserberge erzeugen die ausstreichenden Schiefer die Steilabstürze gegen das Safiental, gegen Nollatal und Schyn; einen ausgezeichneten Querschnitt der Schieferzone zeigt die tiefe Klamm der Viamalaslucht zwischen Reischen und Thusis. Gegen Süden tauchen diese Schiefer auch unter die Suretta- und Tambodecke ein. Tektonisch gehören sie wohl hauptsächlich zum obersten Teil des «Tomüllappens», der höchsten Einheit der Aduladecke.

Westlich des Splügenpasses liegen die Gneise der Tambodecke, die von den darüberliegenden Rofnagneisen durch den Sedimentzug des Splügenpasses getrennt sind. Eine tektonisch noch etwas tiefere Lage nimmt die kleine Gneislamelle der Burgruine Splügen ein, die jedoch auch zur Tambodecke zu rechnen ist.

Die massiven grünen Rofnagneise, die sich vom Splügenpass gegen Osten und Nordosten über das südliche Schams ausbreiten, stehen durch ihre Einförmigkeit und Massigkeit in starkem Kontrast zu dem wechselnden Bild der nördlich und östlich davon gelegenen Gebirgslandschaften des Schams. Durch tief eingekeilte triassische Sedimentzüge ist die Rofnagneismasse in eine Anzahl Lappen aufgeteilt.

Im Süden lagern sich an die Rofnagneise die Casannaschiefer des Val d'Emet und Piz Timun, auf denen, durch zwischenliegende Trias getrennt, die mesozoischen Schiefer des Avers liegen; diese reichen in der Gegend des Piz Starlera noch in das Kartengebiet hinein.

Rofnagneise und Casannaschiefer werden im allgemeinen der Surettadecke zugeteilt, doch bestehen Gründe, welche die tektonische Stellung der erstern nicht ganz sicher erscheinen lassen.

Die über dem Rofnagneis folgenden, im Norden auf die Bündnerschieferunterlage greifenden Schamserdecken sind Teildecken der Margnadecke im weitern Sinne und lassen sich in drei Einheiten aufteilen.

Im Landschaftsbild fremdartig erheben sich im Norden von Splügen die Splügener Kalkberge, ein Gebirgskomplex, der aus bizarren, ruinenhaften Gipfeln und Graten, hervorragend ausgedehnten und steilen Schutthalden, besteht. Das Äquivalent davon findet sich im Ostschams im Grat des Gurschus (östlich von Ausserferrera) und in dessen Fortsetzung über den Piz Alv zum Averser Weissberg (Spezialkarte 97). Die triadische Schichtfolge besteht aus wechsellagernden Marmoren und Dolomiten (mit Diploporen und Crinoiden) und Breccien in unterostalpinen Fazies; tektonisch gehören diese Einheiten jedoch noch zur penninischen Margnadecke.

Zwischen Splügener Kalkbergen und Piz Beverin breitet sich im Westschams die Gelbhorndecke aus. Durch die gelb anwitternden Rötidolomite, die blauschwarzen Liaskalke und braunen und dunklen Breccien, welche in der Hauptsache am Aufbau der Gelbhorndecke beteiligt sind, unterscheidet sich diese scharf von den grauweissen Splügener Kalkbergen. Im Ostschams bilden die Schichten der Gelbhorndecke eine breite Zone, die sich aus der Gegend von Reischen nach Süden zu erstreckt. Diese Zone überlagert vorerst die Schieferunterlage bis Pignieu, hierauf greift sie auf die Rofnagneise über, dreht auf Alp Albin nach Osten ab und lässt sich östlich und im Hangenden des Gurschus nach Südosten gegen Alp Nova und in das Hangende des Averser Weissberges verfolgen.

Die Gelbhorndecke ist von den Schiefen der Flyschdecke überdeckt und fällt mit dieser axial nach Osten ab, doch tritt die Gelbhorndecke in der nordöstlichen Ecke der Karte nochmals unter der Flyschdecke hervor und umrandet zwischen Solis und Tiefenkastral das Fenster von «Viamalasschiefer» (vgl. Spezialkarte 94 E).

Die stratigraphische Schichtfolge der Gelbhorndecke beginnt mit Gips- und Rauhwacke und enthält weiter Rötidolomit, Quartenschiefer, Rhät und Liaskalke. Über dem Liaskalk ist eine deut-

liche Transgression erkennbar; wir finden ein mächtiges Basalkonglomerat, das sich nach oben in eine Schieferserie mit Marmoreinlagerungen (Kreide) fortsetzt.

Die Flyschdecke überlagert die Gelbhorndecke und nimmt im Ostschams den Rücken des Muttnerhorns und das Curvèrgebiet ein. Von hier aus breitet sie sich nach Osten und Süden über den Westhang des Oberhalbsteins aus. Im Ostschams kann die Flyschdecke lithologisch in zwei Serien getrennt werden, eine untere «Schieferserie des Muttnerhorns» und eine obere «Curvèrserie», beide jungmesozoisch.

Die höchste tektonische Einheit am Ostrand des Kartengebietes, die Toissaklippe, ruht auf der Flyschdecke und gehört der unterostalpinen Aeladecke an (E. Ott, 11).

C. Stratigraphie.

I. Bündnerschieferunterlage der Schamserdecken.

Die Schieferserien, welche die Schieferunterlage der Schamserdecken aufbauen, bestehen vorwiegend aus schwärzlichen, hier und da auch grünlichen, oft pyritreichen Tonschiefern und aus grauen Kalkschiefern. Daneben treten Linsen und Lagen von Kalken, schwarze, graue, weisse oder grünliche serizitische Marmore, brecciöse und sandige Bänke und wohlausgebildete Breccien, gewöhnlich dünnbankige, graugrüne Quarzite von ölquarzitähnlichem Aussehen und ferner Grünschiefer auf. Die letztern sind auf den tiefsten Teil der untersuchten Schichtfolge beschränkt und finden sich im Safiental, vor allem auf dessen Westhang.

Zwei dicke schiefrige Kalkbänder zeichnen sich deutlich in den schwarzen Tonschiefern der Viamalasschlucht ab.

Marmore sind vorwiegend in den obern Teilen der Schiefermasse als isolierte linsenförmige Vorkommen vertreten, und ihr scharfes Heraustreten in Form und Farbe an den steilen Bündnerschieferabstürzen führte schon dazu, solche Marmore als Schubfetzen von Triasmarmoren und demgemäss als Anzeichen von Überschiebungsflächen zu deuten. Von solchen Indikationen ausgehend, hat ZYNDEL z. B. die Kappe des Piz Beverin tektonisch von den unterliegenden Schiefen abgetrennt, doch hat die nähere Untersuchung gezeigt, dass die Marmorlinsen sehr unregelmässig in den Schiefermassen verteilt und nicht auf bestimmte Horizonte beschränkt sind. Etwas zweifelhaft ist bloss ein dolomitischer Marmorzug, der unter dem südlichen Gipfel des Bruschgorns durchzieht und möglicherweise, wie auf der Karte und in Profil XI und XII angedeutet ist, mit Schubflächen an der Basis der Gelbhorndecke in Zusammenhang gebracht werden kann.

Die graugrünen Quarzite erscheinen in verschiedenen Stufen des obern und mittleren Teiles der Schieferserie.

Die Breccienbänke und einzelne in den Schiefen eingestreute brecciöse Bestandteile werden nur in den höhern Teilen der Schichtserie beobachtet. Die Komponenten dieser Breccien bestehen vorwiegend aus triassischen Marmoren, Dolomiten und Quarziten. Gesteine mit Herkunft aus der Splügener Kalkbergserie sind oft deutlich identifizierbar (z. B. rote Marmore oder graue und schwarze Dolomite).

Der Verfasser versuchte in der im Bereich seines Aufnahmegebietes auftretenden Schieferserie drei lithologische Gruppen, die sich zum Teil auch im Landschaftsbild über grosse Strecken erkennen lassen, auszuscheiden. Andern Beobachtern, wie ZYNDEL (25, 26) und KOPP (8), war diese Gruppierung ebenfalls aufgefallen; KOPP hat die Teilung auch im Safiental durchgeführt und die Bezeichnungen Tomülschiefer und Nollaschiefer eingeführt.

a) Tomülschiefer: Der tiefste Teil der Schieferunterlage innerhalb des Kartengebietes steht im Safiental an und besteht hauptsächlich aus Kalkschiefern mit Einlagerungen von Grünschiefern.

b) Nollaschiefer, eine 500—600 m mächtige, vorwiegend dunkle Schieferserie mit einigen Kalkbändern; sie verläuft von Splügen über den Safierberg ins Safiental, folgt dessen Osthang bis zum Glaspass und Heinzenberg und verläuft dann dem Südhang des Nollatales entlang nach der

Viamala und dem Schyn. Quarzite treten in den oberen Teilen der Nollaschiefer auf (Safierberg, Viamala, Schyn).

c) Beverinschiefer: Die wiederum mehr kalkige, oberste Gruppe der Schieferunterlage, mit Einlagerungen von Quarziten und Breccien, aber auch grünliche und schwarze Tonschiefer enthaltend, bildet die direkte Unterlage der Schamserdecken. Diese Schieferfolge begleitet den West- und Nordrand der Schamserberge und tritt ausserdem im Rheinwald, in den Taleinschnitten des Westschams und von Andeer bis zum oberen Teil der Viamala zutage.

Die typische Ausbildung der Breccien und das Auftreten der Quarzite hat es vielerorts ermöglicht, die Beverinschiefer auch dort zu erkennen, wo sie nicht in vollständigen Profilen mit dem übrigen Schieferkomplex zusammenhängt, z. B. am Lei da Vons, nördlich oberhalb Sufers, wo eine Verwechslung der Breccien mit denjenigen des Piz Vizan sehr nahe liegt, oder im Gebiet der Burgruine Splügen.

Von der Muttnerhöhe, nordöstlich ob der Viamala, fallen die Beverinschiefer ostwärts gegen das Albulatal ab und sind identisch mit den Schiefern, die unterhalb Tiefenkastril als Fenster von der Gelbhorndecke umrahmt sind (Spezialkarte 94 E) und dort als Viamalasschiefer bezeichnet wurden. (Auf der Spezialkarte 114 sollten die zwei violetten Felder südöstlich der Solisbrücke die Farbe der Beverinschiefer haben.) An der Schynstrasse unterhalb der Station Solis ist der Übergang der Beverinschiefer zu den liegenden Nollaschiefern gut zu sehen: von Solis talabwärts vorerst Vorherrschen von Kalkschiefern mit einigen dünnen Einlagerungen von Quarzit und schiefrigen, brecciösen Gesteinen, die hauptsächlich im Schutt auffallen (ein Aufschluss eines anstehenden groben Konglomerates befindet sich auf der Aussenseite der Strassengalerie bei Punkt 862). Bei Calabrien findet sich der Übergang in die Tonschiefer der Nollaserie.

Die Schichtfolge der drei Schieferserien ist als eine konkordante zu betrachten; das Alter ist wohl ausschliesslich Jura-Kreide. Man hat die oberste Gruppe, die Beverinschiefer, auch schon für Tertiär gehalten (z. B. ZYNDEL), doch bestehen dafür keine paläontologischen Beweise; aus weiter unten, im Zusammenhang mit der Stratigraphie der Schamserdecken anzuführenden Gründen sind die Beverinschiefer eher als kretazisch zu betrachten (vgl. S. 13).

II. Gneise der Tambodecke und der Burgruine Splügen, Mulde des Splügenpasses (= Splügenreisse).

Von dem westlich des Splügenreisses gelegenen Teil der kristallinen Tambodecke hat GRENOUILLET (5) eine petrographische Beschreibung gegeben. Er unterschied: a) quarzreiche, granatführende Muskovitgneise, b) quarzreiche, epidotführende Muskovitgneise, c) Muskovit-Biotit-Chloritgneise mit Calcit und d) Muskovit-Biotit-Chloritgneise ohne Calcit. Ferner finden sich Einlagerungen grüner Biotitschiefer und im Stirnteil der Tambodecke rofnagneisähnliche Granitgneise.

Der Gneis der Burgruine Splügen ist ein dem Rofnagneis ähnlicher Granitgneis. An der Burgruine ist dieser Gneis stark durchsetzt von Zerrungsspalten, die mit Quarz ausgefüllt sind und bis $\frac{1}{2}$ m dicke Gänge bilden.

Einige Reste von wenig mächtigem Triasdolomit oder von Rauhwaacke überlagern die Gneise der Stirne der Tambodecke und der Burgruine. Im übrigen stecken die beiden Gneiskerne in einer Hülle von Beverinschiefern. Eine tektonische Abtrennung dieser Schiefer von den Gneisen ist nicht möglich, und es scheint, dass man Teile der Beverinschiefer hier direkt zum Sedimentmantel der Tambodecke und des Burgruinegneises zu rechnen hat. Zur Erklärung müsste angenommen werden, dass die Tambodecke und der Burgruinegneis, einschliesslich der auflagernden Reste von Trias, transgressiv überlagert sind von den jungmesozoischen Beverinschiefern (vgl. S. 13—14).

Die den Burgruinegneis umhüllenden Beverinschiefer mit typischen Einlagerungen von Breccien, Marmoren und Quarziten streichen direkt in die Splügenreisse, welche die Tambodecke von der Rofnagneismasse trennt, hinein. Das Aussehen der Sedimente verändert sich jedoch rasch mit der Verdünnung der Zone nach Süden gegen den Splügenreis. In den Tobeln westlich von Rütistafel gehen graue hochkristalline Kalke in mächtige weisse Marmore über, und südlich der Alp Rhä-

züns bestehen die Sedimente vorwiegend aus weissem Marmor. Man hat diese Marmore als Trias bezeichnet, doch handelt es sich hier wohl grösstenteils um hochmetamorphe jüngere, kalkige Sedimente. Die Trias fehlt zwar in der Splügenermulde nicht vollständig, wie aus dem Profil auf dem Splügenpass hervorgeht, wo man auch beobachtet, dass die Schiefer nicht völlig verschwunden sind. Die am Splügenpass etwa 100 m breite Sedimentzone zeigt von oben nach unten (Ost nach West) folgende Zusammensetzung:

1. hangender, dünnschiefriger Rofnagneis;
 2. dünne Rauhwanke
 3. dünner Dolomit
- } Trias;
4. weisse Marmore, die Hauptmasse darstellend, mit dünnen Einlagerungen von je einem schwarzen und einem grünlichen Schiefer;
 5. leicht serizitischer Marmor;
 6. liegender Glimmerschiefer der Tambodecke.

III. Casannaschiefer, Rofnagneise und Sedimente der Surettadecke.

Wohl die ältesten Gesteine der Surettadecke, die in unserem Gebiete auftreten, sind die kristallinen Schiefer der Timunmasse und des Val d'Emet (Casannaschiefer). Die Serie ist charakterisiert durch die Vorherrschaft von meist sehr quarzigen Glimmerschiefern und häufig chloritischen Serizitalbitgneisen, die spärlich Hornblende führen. Im Gebiete des Val d'Emet scheinen auch injizierte Serizitalbitgneise aufzutreten. Graphitoidschiefer (Carbon?) treten an der Averserstrasse direkt südlich der Val di Lei-Brücke auf. Ferner finden sich in der Umgebung der Val di Lei-Brücke massige Einlagerungen von Amphiboliten und Eklogiten (Glaukophaneklogite, Granat-Zoisitglaukophanite und reine Albitamphibolite). Am Kontakt dieser basischen Intrusiva treten über der Val di Lei-Schlucht silberhaltige Kupferkiese auf.

Die massigen, grünen Rofnagneise (Rofnaporphyr) stellen eine granitische Gesteinsgruppe von kalkarmem Habitus mit einigen sauren und basischen Spaltungsprodukten dar. Diese Gesteine sind vor allem von C. SCHMIDT (15) und G. RÜETSCH (14) beschrieben worden. Strukturell bilden die Rofnagneise eine durch Zwischenglieder verbundene Reihe von dichtem felsitischem Porphyrgneis über körnigen bis porphyrischen Granitgneis (Rofnaporphyr s. s.) zu mehr oder weniger stark geschiefertem Augengneis. Einlagerungen felsitischer Glieder sind besonders an der Westgrenze der Rofnagneismasse östlich der Splügenstrasse auffallend und haben von weitem das Aussehen von hellen quarzitischen Bändern.

Das Alter der Rofnagneise in Beziehung zu den Casannaschiefern ist noch nicht bekannt. Wo die beiden Gesteinsgruppen direkt zusammenstossen, sind sie oft durch angulare Diskordanz oder durch Zonen starker Schieferung getrennt. Nirgends werden Anzeichen bemerkt, die auf einen Intrusivkontakt zwischen Rofnagneis und Casannaschiefer hindeuten würden; trotzdem ist vermutet, dass die Rofnagneise jünger und von permocarbonischem Alter sein könnten.

R. STAUB (20) bemerkt, dass Gesteine der Casannaschieferserie auch innerhalb der Rofnagneise auftreten, so bei Ausserferrera und bei Innerferrera. Wohl gibt es stark geschieferte Rofnagneise und bei Innerferrera auch basischere Spaltungsprodukte, doch sind letztere zu der Rofnagneisserie zu zählen.

Unsicherheit über die Unterscheidung von Rofnagneis und Casannaschiefer herrscht noch im Val d'Emet. Im hintern Teil dieses Tales, wo Rofnagneise und Casannaschiefer anscheinend in Wechsellagerung auftreten, traf der Verfasser auf grosse Schwierigkeit in der Kartierung der beiden Gruppen, und die auf der Karte durchgeführte Trennung muss als eine provisorische angesehen werden. Die makroskopische Unterscheidung stark geschieferter Rofnagneise von den Serizitalbitgneisen der Casannaschieferserie ist schwierig, besonders wenn letztere in grösserer Masse auftreten und Glimmerschieferzwischenlagerungen fehlen. Bei der Kartierung war in zweifelhaften Fällen das Auftreten akzessorischer Hornblende, die makroskopisch oder mit der Lupe erkennbar ist, ausschlaggebend, da im Rofnagneis die Hornblende durchwegs fehlt.

Die Sedimente der Umhüllung der Rofnagneise, die als schmale Zonen die verschiedenen Gneislappen voneinander trennen, bestehen vorwiegend aus Trias und aus Resten von jurassischen Schiefen.

Der untere Teil der Trias ist entweder als cavernöse Rauhwaacke oder als reinweisser bis blassgrüner, dünnplattiger serizitischer Quarzit ausgebildet. Die Einheimischen beuten den Quarzit unter dem Namen «Marmor» aus.

Die normale Mächtigkeit dieser Gesteine beträgt wohl etwa 30—50 m, doch tritt vor allem die Rauhwaacke häufig in grösserer Mächtigkeit auf, was teilweise auf tektonische Anhäufung zurückzuführen ist, z. B. im Triaszug von Ausserferrera. Teilweise fehlt auch die untere Trias, wie im westlichen Teil des Triaszuges von Ausserferrera in der Gegend des Surettatales-Seehorn, wo Dolomite und Marmore den Rofnagneis direkt überlagern.

Die zwei wohl etwa gleichaltrigen Fazies, Rauhwaacke und Quarzit, lösen sich mehrfach ab. Die Nordfront der Rofnagneise bei Andeer ist von Rauhwaacke überlagert. Am nordwestlichen Rand der Rofnagneise finden sich nordöstlich von Sufers Rauhwaacke, südwestlich von Sufers Quarzit und von Splügen bis zum Splügenpass wiederum Rauhwaacke. Der dünne, nördlichste Triaszug von Gruaba (nördlich Ausserferrera) führt im Osten, nördlich Alp Andies, noch Rauhwaacke, die nach Westen von Quarzit abgelöst wird; bei den Silberminen von Gruaba, wo der Triaszug stark verschuppt ist, treten neben Quarzit noch Reste von Rauhwaacke auf. In der Triaszone von Ausserferrera ist im Osten die Basis der Trias wiederum von Rauhwaacke gebildet, aber in den südlichen Triaszügen und im Hangenden der Casannaschiefer ist die untere Trias ausschliesslich durch Quarzit vertreten.

Dolomite und Marmore bilden den mittleren Teil der Trias im Hangenden der Rofnagneismasse. Ihre Mächtigkeit ist sehr unregelmässig und tektonisch stark beeinflusst; stellenweise finden Anschwellungen bis zu 500 m und mehr statt.

Die meisten Dolomite sind gelbanwitternde Rötidolomite. Die obersten Schichten der Trias bestehen oft aus dünngeschichteten grauen, mergeligen Dolomiten von geringer Mächtigkeit. Am Surettahorn finden sich graue schiefrige und brecciöse Dolomite, ebenso treten Einlagerungen von Breccien im oberen Teil des Triaskeiles am Nordhang des Piz Mazza (ob Innerferrera) auf. Crinoidenführende Dolomite kommen im Surettatal vor.

Die Marmore sind meist reinweiss und meist auffallend weich. Bei näherer Untersuchung der Marmore lässt sich sehr oft beobachten, dass in der Marmorgrundmasse scharf begrenzte Dolomitschlieren sitzen, was im angewitterten Gestein infolge der grösseren Widerstandsfähigkeit und der gelblichen Anwitterung des Dolomites deutlich hervortritt. Dies fällt allenthalben auf an dem vielen Marmoraterial, das man auf der Strasse durch das Val Ferrera passiert. Auch u. d. M. bemerkt man zwischen dem Marmor und dem Dolomit absolut scharfe Begrenzung, und es scheint, dass der Marmor sekundär in ursprünglich reinem Rötidolomit abgesetzt worden ist. Hie und da hat der Verfasser Stellen getroffen, wo unveränderte Dolomitbänke in den Marmor hinausfingern. Eine weitere bezeichnende Erscheinung ist die geringe Beanspruchung und Veränderung in Struktur und Textur dieser Marmore, ein Widerspruch zu der starken tektonischen Verwalzung der Triaszüge im Rofnagneis. Der Verfasser vermutet, dass diese Marmorisierung mit tektonischen Ursachen zusammenhängt und im Laufe der tektonischen Bewegungen stattgefunden hat durch Zufuhr von Kalk längs für Lösungen leicht zugänglichen Flächen und Horizonten. Diese sekundäre Marmorisierung ist auch verantwortlich für die stark variierende Mächtigkeit der Triaszonon in der Rofnagneismasse, für die starken lokalen Anschwellungen, wo dann der primäre Dolomitanteil sehr zurücktritt. Während beispielsweise die schmale nördliche Triaszone von Gruaba beinahe aus reinem Dolomit besteht, tritt dieser fast gänzlich zurück in den breiten Marmorzonon von Ausserferrera und Innerferrera.

Die Marmorisierung scheint eine nicht nur auf die Dolomitzonon beschränkte Erscheinung zu sein, sondern sie greift in gewissen Fällen auch auf die Quarzite und auf die Rofnagneise über, vor allem in stark geschieferten und verschuppten Partien. In der Gegend von Innerferrera wurde beobachtet, wie nicht selten die den Triaszonon unmittelbar benachbarten Rofnagneise von weissen Marmorschlieren durchzogen sind. Die Entstehung solcher Marmore muss ebenfalls durch sekundäre Kalkzufuhr erklärt werden und kann auch verglichen werden mit der Bildung der Sideritlager, die

im Rofnagneis vorkommen und ebenfalls epigmetischer Natur sind. Ferner hält es der Verfasser nicht für ausgeschlossen, dass auch andere Marmore im Schams, wie z. B. gewisse weisse Marmorlinsen in den Beverinschiefern auf ähnliche sekundäre Entstehung zurückzuführen sind.

Auch in der Splügenermulde finden sich zwischen den Tambogneisen und Rofnagneisen Marmore verschiedener Art vergesellschaftet. Es gibt serizitische grünliche Marmore, die wohl von Kalkschiefern abzuleiten sind, ferner Marmore mit Resten von Rötidolomit und schliesslich weisse Marmorzwischenlagen und -schmitzen in den Tambogneisen, analog zu solchen in den Rofnagneisen bei Innerferrera.

Endlich wäre vielleicht auch andernorts in den penninischen Decken, wo Marmore auf tektonischen Flächen auftreten und als Triasmarmore gedeutet werden, zu untersuchen, ob sie in gewissen Fällen nicht sekundärer Natur sein könnten.

Schiefer: Über der Trias im Hangenden der Casannaschiefer folgen die mächtigen mesozoischen Schiefer der Avers, deren Verbreitung auf Spezialkarte 97 dargestellt ist. Diese Serie enthält Einlagerungen von glaukophanführenden Ophiolithen. An der Basis finden sich mächtige Breccien, vor allem auf der Südseite des Starleratales zwischen Cucal Nair und Il Plan (30, Literatur über Erzlagerstätten).

An wenigen Stellen sind auch noch verwalzte Reste jüngerer Schiefer in den Triaszonen der Rofnagneismasse erhalten, so bei Innerferrera und auf dem Piz Mietz (Schiefer mit Breccien), bei Cresta-Ausserferrera und auf dem Surettahorn.

IV. Margnadecke.

a) Splügener Kalkberge-Gurschus-Averser Weissbergzone.

Trias.

1. Splügener Kalkberge (Westschams) und Gurschus (Ostschams).

Die triassische Schichtreihe der Splügener Kalkberge und des Gurschus besteht im grossen ganzen aus schiefrigen bis massigen, aber leicht zerbröckelnden Kalken, Marmoren und Dolomiten in Wechsellagerung.

Der untere Teil der Serie enthält vorwiegend graue bis dunkelgraue plattige oder schiefrige, hochkristalline und teilweise koralligene Kalke und Einlagerungen von massigeren Dolomiten und Marmorbänken, die häufig rötlich gefärbt sind und hell- oder dunkelbraun anwittern. Die Mächtigkeit dieser im Landschaftsbild etwas dunkler abstechenden Gruppe beträgt schätzungsweise 100—150 m.

Darauf folgen in Wechsellagerung graue, dünnbankige, zum Teil etwas schiefrige Marmore und weiss anwitternde Diploporendolomite; stellenweise überwiegen die erstern, stellenweise die letztern. Diese mittlere Gruppe hat den stärksten Anteil an der Zusammensetzung der Splügener Kalkberge und ist normalerweise wohl etwa 400 m mächtig. Hie und da treten hier schon brecciöse Schichten auf, z. B. am Cuferealhorn im Annarosagrat.

Der obere Teil der Schichtfolge, zirka 200 m mächtig, ist zusammengesetzt aus vorwiegend hell- bis dunkelgrauen, massigen Dolomiten, die weiss, gelblich oder grauoliv anwittern und häufig Crinoidenreste führen. Linsen und dicke Bänke von Breccien, deren Komponenten zum Teil aus Diploporendolomiten und rötlichen Dolomiten und Marmoren bestehen, gaben den Schlüssel zur Bestimmung von oben und unten in der enorm verwalzten Schichtserie der Splügener Kalkberge und des Gurschus. Ferner wurden in den allerobersten Horizonten der Schichtfolge splittrige schwarze Kalke mit Crinoidenbreccien und schiefrige, teilweise von violetten und grünen Tonhäuten durchsetzte Dolomite beobachtet.

Ausser den Diploporen, den Resten von Crinoiden und Spuren von Korallen wurden keine Fossilien beobachtet. Zur Bestimmung des Alters der Splügener Kalkbergserie sind wir auf die Untersuchung der Diploporen, die seinerzeit von I. v. PIA ausgeführt wurde, angewiesen. Dieser bestimmte darunter *Diplopora debilis*, GUEMB., und betrachtete ihr Alter als Ladinien (briefliche Mitteilung an F. ZYNDEL). Darauf gestützt, würde die Splügener Kalkbergserie wohl vorwiegend

tiefen Gliedern der Trias entsprechen (Anisien-Ladinien), vielleicht mit Ausnahme der obersten breccienhaltigen Schichten.

Sowohl in den Splügener Kalkbergen als auch im Gurschus treten neben der Hauptmasse der Triasgesteine noch Reste von Tonschiefern und Rauhwaacke, von rofnagneisähnlichen Gesteinen und von Serpentin auf. All dies sind Schubfetzen, die tektonisch eingewalzt sind. Es sei hier auch auf eine eigenartige Rauhwaackebildung hingewiesen, die im Kern der Pizzas d'Annarosafalte beobachtet wurde. Hier scheint die «Rauhwaacke», die mit Gneis vergesellschaftet ist und das gewöhnliche löcherige Aussehen hat, durch Verwitterung und Zersetzung des Gneises entstanden zu sein.

2. Piz Alv-Averser Weissberg.

Vom Gurschus im Ostschams setzt sich die Trias in unregelmässiger Mächtigkeit südwärts fort. Im Grat zwischen Schmorrasjoch und Piz Alv sind besonders die höhern Teile der Serie, Crinoidendolomite und Breccien, vertreten; im gewaltigen Klotz des Averser Weissberges (Spezialkarte 97) ist nochmals die vollständige Serie enthalten. Südöstlich des Weissberges keilt die Zone in der Gegend von Juf aus. Weiter im Südosten hat der Verfasser in den Triasvorkommen zwischen Forcellina und Septimerpass ebenfalls diploporenführende Dolomite beobachtet.

Die Trias der Splügener Kalkberge hat ostalpines Gepräge. Doch ist sie tektonisch noch eng mit der penninischen Margnadecke verbunden, weshalb man die Fazies der Splügener Kalkberge auch pseudo-ostalpin genannt hat. Doch braucht uns dieses erste Auftreten ostalpiner Fazies bereits in der höchsten penninischen Decke keineswegs zu stören, da wir nicht gezwungen sind, anzunehmen, dass tektonische Grenzen und Faziesgrenzen miteinander völlig parallel verlaufen müssen.

b) Gelbhorndecke.

Die interessante Schichtserie der Gelbhorndecke besteht aus zwei Schichtfolgen, einer älteren Trias-Lias-Gruppe und einer jüngeren transgressiven Serie, die mit Breccien beginnt und sich nach oben in Schiefer und Marmor fortsetzt und von Jura-Kreide- oder nur Kreidealter ist. Im Westschams ist die Decke stark verfaltet, und im Ostschams befindet sie sich in verkehrter Lagerung.

Die Trias ist in penninischer Fazies ausgebildet, die sich von der Splügener Kalkbergserie stark unterscheidet und Anklänge an die helvetische Fazies zeigt.

Die tiefsten Schichten bestehen aus Rauhwaacke mit Gips. Die Rauhwaacke, die eine Mächtigkeit bis zu 50 Metern erreicht, ist gelb bis bräunlich gefärbt und meist grosslöcherig ausgebildet. Häufig trifft man darin grössere und kleinere Brocken und Splitter grüner Schiefer, die gelbbraun verwittern und sich selbst in ein rauhwaackeähnliches Produkt zu zersetzen scheinen. Im breiten Rauhwaackerücken zwischen Curtginatsch und Tumpriv im Westschams wurden solche Schiefer als eine zwischengelagerte Bank beobachtet. Nach der Beschreibung von Ott (11) zeigt die carnische Rauhwaacke der Aeladecke ähnliche Merkmale.

Gips findet sich an verschiedenen Stellen als massige Stöcke (ähnlich wie in ostalpinen carnischen Rauhwaacken), so im Westschams südlich des Gelbhorns bei Punkt 2731 und im Ostschams östlich von Reischen bei Nasch und vor allem in den Rauhwaackenlokalitäten von Alp Neza. Auf der geologischen Karte 1 : 100,000 (Blatt XIV) ist ferner ein Rauhwaacke-Gipsvorkommen bei Clugin nördlich von Andeer vermerkt, worauf weiter unten bei der Beschreibung des Quartärs zurückgekommen werden soll.

Rötidolomit und Quartenschiefer. Der Rötidolomit, der bis zu 50—60 m mächtig wird, ist hellgrau oder gelblich gefärbt und verwittert gelb bis bräunlich. Er ist stets von Quarzadern netzartig durchzogen. Nach oben lagern sich im Dolomit schwarze, grüne und violette pyrithaltige Tonschiefer von Quartenschiefertypus ein.

Das folgende, an der Nordstirne der Gelbhorndecke im Westschams aufgenommene stratigraphische Profil gibt eine gute Übersicht über die Entwicklung der Trias und des Überganges zum Rhät und Lias.

Von oben nach unten:

Lias	{	50 m blaugrauer spätiger Kalk, oben teilweise etwas schiefrig, unten gut gebankt, Liasfossilien;
	{	0,5 m brauner, mergeliger, schiefriger Kalk.
Transitionsserie Lias-Trias (Rhät?)	{	3,5 m Dolomit;
	{	0,4 m grüne Tonschiefer;
	{	0,2 m dolomitische Breccie;
	{	0,8 m schwarze Tonschiefer und dunkelgraue dolomitische Schiefer;
	{	0,7 m dunkelgrauer Dolomit, bräunlich anwitternd;
	{	1,2 m grauer spätiger Kalk;
	{	0,1 m schwarze Tonschiefer;
	{	1,5 m grauer spätiger Kalk;
Quartenschiefer	{	0,5 m schwarze Tonschiefer;
	{	0,6 m grüne Tonschiefer;
	{	7,0 m violette Schiefer, teils vermisch mit Rötidolomitlagen und -fasern;
Rötidolomit	{	1,0 m Rötidolomit;
	{	2,0 m Rötidolomit mit grünen und violetten Tonschieferlagen;
	{	50 m Rötidolomit, von
Rauhacke		unterlagert.

Lias (inklusive Rhät). Wie aus diesem Detailprofil hervorgeht, ist in der konkordanten Transitionsserie zwischen der Trias und den Liaskalken wohl auch noch das Rhät vertreten. Dies würde bestehen aus einer etwa 8 m mächtigen Mischzone von dolomitischen, schiefrigen und kalkigen Schichten mit Einlagerung dünner dolomitischer Breccie; an andern Stellen sind in diesen Schichten auch schwarze Crinoidenbreccien gefunden worden. Die Übergangsserie ist von fossilführenden blaugrauen Liaskalken, deren Mächtigkeit 50 m und mehr beträgt, überlagert. Im obern Teil der Kalke finden sich oft kieselsäurereiche Schlieren und Lagen, die bei der Verwitterung durch Herauslösen des Kalkes als helle gegitterte Kieselpartien heraustreten und bei flüchtiger Betrachtung Spongien- und Korallenstrukturen vortäuschen. Diese Erscheinung wurde von E. OTT (11) auch bei den Liaskalken der Gelbhorndecke bei Solis beschrieben. Die oft stark zerklüfteten Kalke sind reich an Bergkristallen.

Die Liaskalke sind reich an Fossilresten, worunter vor allem Ammoniten, Belemniten, Gryphaen und Zweischaler häufig sind. Der Erhaltungszustand ist naturgemäss nicht sehr gut, doch konnten viele Exemplare noch bestimmt werden.

Von Surcrunas im Ostschams, wo die Ammoniten am reichsten vertreten sind, wurden unter den vom Verfasser gesammelten Fossilien durch ED. GREPPIN die Oberliasarten *Coeloceras annulatum*, *Hildoceras Saemanni*, *Coeloceras* cf. *macronatum*, *Coeloceras* cf. *crassum* bestimmt.

H. MEYER (9) erwähnt aus dem Lias *Aegoceras Jamesoni*, *Polymorphites polymorphus*, *Lytoceras*, *Phylloceras*, *Belemniten*, *Gryphaen*, *Terebrateln* und *Pecten* und aus dem Rhät *Myophoria postera*, *Pecten*, *Nucula*, *Avicula*, *Chemnitzia*, *Rhoboldophyllia*, *Lithodendron*, *Zeilleria*. MEYER betrachtete die Trias-Lias-Schichtfolge als die Basis seiner «Zone der obern Breccie» (jetzt Flyschdecke), während der Verfasser diese beiden Schichtfolgen voneinander tektonisch trennt.

Gegen die Obergrenze wird der Liaskalk schiefrig und fossilarm, in konkordanter Lagerung sind darüber an einzelnen Stellen des Westschams vielleicht jüngere Kalkschiefer erhalten.

Über der Trias-Lias-Schichtreihe folgen dicke Ablagerungen von Breccien, die im Westschams die massigen Bergstöcke des Bodenhorns, der Muotaula und des Piz Vizan bilden, und im Ostschams als eine zusammenhängende Zone vom Reischenbach (im Norden) über Alp Cess-Bavugls-Piz la Tschera bis Surcrunas verfolgbar sind und weiter südlich in Resten in der hintern Alp Schmorras-Saletscha und bis gegen den Averser Weissberg sich nachweisen lassen. Diese Breccien überlagern den Lias und die Trias der Gelbhorndecke transgressiv und stellen die Basis der jüngern Schichtfolge der

Gelbhorndecke dar. Ursprüngliche Transgressionen, durch tektonische Vorgänge nicht verwischt, sind besonders schön im Ostschams südlich von Alp Neza und auf Surcrunas aufgeschlossen. Bei Surcrunas lässt sich beobachten, wie die Breccie stellenweise den Liaskalk überlagert und dann über den Rötidolomit bis auf Rauhwaacke und Gips transgrediert. An der Basis der Breccie finden sich die Komponenten des lokal aufgearbeiteten Materials angehäuft. Doch auch im Westschams, wo die Verhältnisse allerdings tektonisch komplizierter sind, ist die transgressive Natur der Breccien oft leicht festzustellen, so z. B. an der Muotaula, deren Breccie gegen Sponda bella zu über Lias auf den Rötidolomit hinuntergreift. Die Mächtigkeit der Breccien variiert beträchtlich und überschreitet stellenweise 500 m. Beschaffenheit und Zusammensetzung sind mannigfaltig; meist sind es Kalk-Dolomit-Breccien, doch gibt es Übergänge zu polygenen und zu vorwiegend kristallinen Breccien. Die sedimentären Komponenten sind Dolomit, Marmor, Kalk, Kalkschiefer und untergeordnet Tonschiefer. Es sind darunter sowohl Gesteine von deutlicher Herkunft aus der tiefen Trias-Liasserie der Gelbhorndecke als auch aus der Splügener Kalkbergserie vertreten. Das Bindemittel dieser Breccien ist meist kalkig-sandig, seltener tonig-schiefrig oder quarzig. Die Grösse der Komponenten variiert von Sandkorn- bis Kopfgrösse. Einzelne Breccienlager sind vorwiegend grob, andere gemischt, wieder andere vorwiegend fein. Oft treten zwischen den Breccienbänken Lagen von Kalksandstein auf, ähnlich, wie Sandlagen und -linsen in fluviatilen Schotterbänken eingeschaltet sind.

Die polygenen und kristallinen Varietäten der Breccien hat man als Taspinitbreccie bezeichnet. RÜETSCH (14) hat den Taspinit noch als eine granitische Varietät des Rofnagneises betrachtet. Die typische Lokalität des Taspinit liegt im Ostschams zwischen Alp Cess und Alp Taspin, wo das Gestein in der Gegend der Silbergruben rein kristallin ausgebildet ist. Es besteht aus einem unregelmässigen Gemenge von Quarz und Orthoklas mit Glimmeverkittung; besonders auffallend sind die grossen Orthoklaseinsprenglinge, die dem Gestein ein porphyrisches Aussehen verleihen. Diese Taspinitmasse ist überlagert von polygener Breccie mit Taspinitanteil, teilweise scharf von der Breccie getrennt, teilweise anscheinend in diese übergehend. Aber wo der Taspinit als Anteil der polygenen Breccie auftritt, ist derselbe im allgemeinen nicht als wohlbegrenzter Komponent ausgebildet, sondern als Gesteinpartie, vermisch mit Geröllen sedimentären Ursprungs. Und selbst, wenn anscheinend reine Taspinitmassenzonen näher geprüft werden, so wird man auch auf beigemengte Dolomit- und Kalkgerölle stossen. Der Verfasser glaubt daher, dass es sich beim Taspinit um ursprünglich arkosenartige Partien der Breccienmasse handelt, die durch Dislokationsmetamorphose ein porphyrgneisähnliches Aussehen erhalten haben.

Taspinitbreccie tritt im Westschams, besonders am Piz Vizan und im Ostschams von Alp Cess-Alp Taspin bis zum Piz la Tschera auf.

Rein weisse Marmore finden sich häufig als massige Bänke oder Schmitzen in den Breccien eingelagert, und ferner treten auch Zwischenlagen von Ton- und Kalkschiefern auf; letztere werden gegen oben mächtiger und häufiger und ersetzen die Breccie allmählich.

Im Ostschams hat H. MEYER (9) diese Breccien als «Zone der untern Breccie» ausgeschieden und tektonisch abgetrennt von den darunterliegenden, stratigraphisch jüngern Schiefern und Marmoren. Als Trennung wurde ein mylonitischer «Rofnagneiszug» betrachtet, doch hat sich ergeben, dass die betreffenden «Mylonite» kristalline Taspinitbreccien sind; bei genauerer Untersuchung findet man darin auch sedimentäre Gerölle vertreten (z. B. bei Bavugls und bei Tschananca). Der Verfasser kam daher zum Schluss, dass die Breccien allmählich übergehen in die darunterliegende jedoch stratigraphisch jüngere Schiefer- und Marmorserie.

Diese Zone von Schiefern und Marmoren, von H. MEYER «Zone der Marmore» genannt (9), unterlagert im Ostschams überall die Breccien konkordant. Die Einlagerungen der stark verfalteten weissen Marmore, die den Höhen des Osthanges des Schamsertales zwischen Zillis und Andeer entlang laufen, bilden einen fesselnden Anblick. Die Schichtfolge ruht im Norden auf den Beverinschiefern der Bündnerschieferunterlage, legt sich dann direkt auf die Rofnagneise und weiter südlich über die Serie des Gurschus. Auch im Westschams ist die Schiefer-Marmorzone noch in spärlichen Resten anzutreffen.

Am besten lässt sich die Zusammensetzung der Serie am Westabsturz des Piz la Tschera studieren. Der Gipfel ist bedeckt von grober Breccie, zum Teil Taspinitbreccie, worin Marmorschmitzen und bereits einzelne, dünne dunkle Tonschieferlagen auftreten. Der mylonitische «Rofnagneiszug» von MEYER und ZYNDEL, der die Basis der Breccien bilden sollte, enthält sedimentäre Gerölle und ist als eine mehr kristalline Partie der Breccienmasse zu betrachten und stellt keine tektonische Trennungslinie dar. Es folgen dann unter der Breccie dickere Tonschiefer, auch Kalkschiefer, in denen immer noch einzelne Lagen grober Breccie, worunter Taspinitbreccie mit serizitischem Bindemittel, eingelagert sind. Tiefer unten verschwinden die Breccien schliesslich, nur Einlagerungen glimmeriger Kalksandsteine sind noch vorhanden, und es setzen dann die mächtigen, massigen weissen Marmorbänke ein in Wechsellagerung mit schwarzen und grünen Tonschiefern, Kalkschiefern und denselben grünlichen und grauoliv gefärbten Quarziten, die wir schon in den Beverinschiefern angetroffen haben. Die Serie ist von der Rofnagneisunterlage durch eine dünne Lage von Rauhwanke getrennt. Neben den Marmoren stellen die erwähnten Quarzite ein typisches Gestein dieser Zone dar. Sie kommen in weit verfolgbareren Bänken vor, die hie und da mehrere Meter Dicke erreichen; stellenweise sind die Quarzite auch schwärzlich gefärbt und plattig.

Wie bereits erwähnt, ist die Zone der Schiefer und Marmore stratigraphisch als das normale Hangende der Breccien zu betrachten und bildet den jüngeren Teil der Schichtfolge der Gelbhorndecke, deren Hauptmasse im Ostschams in tektonisch verkehrter Lagerung liegt.

Zusammenfassend kann wiederholt werden, dass die Gelbhorndecke aus zwei stratigraphischen Einheiten besteht, nämlich aus einer älteren Schichtfolge von der Trias zum Lias, wobei auch Oberlias und stellenweise (Westschams) noch überlagernde Schiefer inbegriffen sind. Über diese Serie transgrediert, bisweilen bis auf Rauhwanke und Gips hinabgreifend, die Breccie (Basalkonglomerat), die nach oben in die Schiefer- und Marmorserie übergeht.

Das Alter der Breccie ist post-liassisch. Über das Alter und die Beziehung der Breccien und ihres Hangenden zu den mesozoischen Serien der andern tektonischen Einheiten des Schams sollen weiter unten einige Bemerkungen gemacht werden; hier möchte der Verfasser nur auf die auffallende Ähnlichkeit der jüngeren Schichtfolge der Gelbhorndecke mit der Beverinserie aufmerksam machen; die Breccien, Marmore, grünlichen Quarzite sind in beiden Schichtgruppen die typischen Gesteine.

H. MEYER (9) trennte die Zone der Schiefer und Marmore als «Zone der Marmore» von den darüberliegenden Breccien ab, vermutete für die Schiefer mit den Einlagerungen der Quarzite triassisches und für die Marmore jurassisches Alter (Tithon). ZYNDEL (25, 26) hielt die Zone der Marmore als Ganzes für Trias. Mit der Auffassung, dass die Zone der Marmore die Breccien stratigraphisch konkordant überlagert, fallen jedoch die Ansichten von MEYER und ZYNDEL dahin.

Ferner mag hier noch darauf hingewiesen werden, dass wohl die umstrittene Tiefenkasteler Breccie (11), die in der Gegend von Tiefenkastel auf Gips lagert (möglicherweise auch transgressiv), wohl der Breccie der Gelbhorndecke gleichgestellt werden darf. Die Tiefenkasteler Breccie ist zwar in etwas anderer tektonischer Stellung, doch auch sie scheint das Basalkonglomerat einer jungmesozoischen Schieferserie zu bilden (Flyschdecke).

c) Flyschdecke.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Flyschdecke liegt im Ostschams, wo sie die Gelbhorndecke überlagert und im Norden über die Stirn der Gelbhorndecke weg auf die Schieferunterlage übergreift. Lithologisch lassen sich zwei Schiefererien ausscheiden, eine «untere Schieferserie des Muttnerhorns» und eine «obere Schieferserie des Piz Curvè».

1. Schieferserie des Muttnerhorns.

Die hauptsächlichsten Gesteine dieser Serie sind: schwarzer, oft feinblättriger Tonschiefer, grünlicher Tonschiefer, graue, meist sandige Kalkschiefer und untergeordnete plattige Kalke. Als häufige Einlagerungen in dieser Serie treten vor allem meist feine Breccien mit kalkigen und dolomitischen Komponenten auf; diese Breccien erinnern oft sehr stark an die feinen Breccienvarie-

täten der Gelbhorndecke oder der Beverinschiefer, obschon im allgemeinen der Quarzgehalt der Breccien der Muttnerhornserie auffälliger ist. Ebenso finden sich schiefrige Kalksande mit Quarzbeimengung und Quarzsandsteine. Schiefrige Quarzite (beim Signal des Muttnerhorns) und olivgefärbte massive Quarzite, wie am Piz Beverin und Lai da Vons (Beverinserie), sind ebenfalls vertreten. Weiter enthält die Muttnerhornserie normal eingelagerte weisse, hochkristalline Kalke mit grünem Serizit und Schmitzen und Bänke von reinweissem Marmor (z. B. Stürviseralp). Durch alle diese Gesteine erhält die Muttnerhornserie grosse Ähnlichkeit mit der Beverinserie, und tatsächlich hat auch ZYNDEL auf Grund dieser Ähnlichkeit die Kappe des Piz Beverin mit dem Muttnerhorn tektonisch parallelisiert. Weiter zu erwähnen sind Einlagerungen von Grünschiefer und Serpentin, die in der Muttnerhornserie in der Nähe der Grenze mit der ophiolithführenden Curvèrserie auftreten; die Vorkommen östlich Stürviseralp, von Martegnas (südlich Alp Foppa), sind hierzu gezählt.

H. MEYER (9) hat in Schliften von Schiefen der Muttnerhornserie, die er der «Zone der obren Breccien» zuteilte, verschiedene Fossilreste nachgewiesen, nämlich *Zweischaler*, *Echinodermenreste*, *Globigerinen*, *Milioliden*, *Nodosarien* und Stücke von *Orbitulina*, ähnlich der *Orbitulina lenticularis*. MEYER hält die Zone der obren Breccie daher für Kreide, worauf sich auch der Verfasser weiter unten noch stützen wird.

2. Schieferserie des Piz Curvèr.

Die Schiefer der Gipfelpartie des Piz Curvèr und dessen Grate (MEYERS «Zone der Ophiolite») bilden eine ziemlich scharf gegen die liegende Muttnerhornserie abgegrenzte Gesteinsgruppe, sowohl infolge der dunkleren Färbung der Curvèrschiefer als durch deren schroffere Formen. Diese Serie besteht vorwiegend aus dunklen quarzitischen Schiefen mit schwarzen Tonschieferhäuten; mehr untergeordnet treten schwarze Tonschiefer und, gegen oben, Einlagerungen von Kalkschiefern und grauen spätigen Kalken auf; auch Breccien und weisse Marmorschmitzen fehlen der Serie nicht, doch die typischen Gesteine sind die Einlagerungen von Ophioliten: Serpentin, Gabbro, Variolith, Spilit.

Die Curvèrserie scheint älter als die Muttnerhornserie zu sein. Auf die grosse Ähnlichkeit der letztern mit den Beverinschiefern wurde schon oben hingewiesen. Die Curvèrschiefer dagegen haben eine gewisse Ähnlichkeit mit den Nollaschiefern und Tomülschiefern, die Lagerung in der Flyschdecke ist daher wahrscheinlich eine verkehrte.

Die Curvèrschiefer sind die höchste Schichtgruppe der Margnadecke im Schams. Die tertiären Flyschgesteine der Flyschdecke, die noch höher liegen als die Curvèrschiefer, reichen nicht ins Gebiet des Schams; dies gilt auch für die Plattadecke, die höchste Teildecke der Margnadecke. Die Curvèrschiefer werden im Ostschams direkt von der ostalpinen Aeladecke überlagert.

V. Piz Toissa-Klippe (Aeladecke).

E. OTT hat den Piz Toissa kartiert (Spezialkarte 94 E) und beschrieben (11). Der Piz Toissa stellt eine unterostalpine Klippe, die auf den Curvèrschiefern ruht und zur Aeladecke gehört, dar. Die Schichtserie des Piz Toissa umfasst massive Dolomite des Hauptdolomites (Norien), überlagert von Rhät und Lias. Das Rhät besteht aus graublauen und bräunlichen Kalken mit Zwischenlagerungen von Kalkschiefern; der Lias ist vertreten durch Kalke (an der Basis quarzitisches) und Kalkschiefer mit Einlagerungen von feinen monogenen Breccien, die sich gegen oben anreichern.

VI. Zusammenfassung der Stratigraphie.

Die kristallinen Gesteine des Schams sind prätriadisch, die jüngsten sind wohl die Rofnagneise, denen man permocarbonisches Alter zugeschrieben hat, was angesichts der relativ schwachen Umwandlung dieser granitischen Orthogesteine wohl möglich erscheint. Die Rofnagneise stehen an ihrer südlichen Grenze im Verband mit Casannaschiefern, doch gibt es keinerlei Anzeichen von etwaigen Intrusivkontakterscheinungen zwischen Rofnagneis und Casannaschiefer, was eher auf eine tektonische Abtrennung der beiden Gesteinsserien deutet.

Vier verschiedene Fazies der Trias treten im Schams auf:

1. Die Quarzit-Rauhwanke und Dolomit-Marmorserie der Triaszonen in den Rofnagneisen.
2. Die Splügener Kalkbergserie, wahrscheinlich untere Trias.
3. Die Fazies der Gelbhorndecke Gips-Rauhwanke, Rötidolomit, Quartenschiefer (-Rhät).
4. Die ostalpine Trias der Toissaklippe, Hauptdolomit (-Rhät).

Die ersten drei Gruppen gehören dem südlichen penninischen Faziesgebiet an und weisen durch die merkwürdige Triasausbildung der Splügener Kalkberge bereits auf Zusammenhänge mit dem ostalpinen Faziesgebiete hin. In der Zeit vor den Untersuchungen ZYNDELS hatte man versucht, die Splügener Kalkberge wegen ihrer ostalpinähnlichen Fazies der Trias mit ostalpinen Deckenelementen in Zusammenhang zu bringen, was tektonisch angesichts der Schuppenstruktur der Schamserdecken nicht völlig ausgeschlossen wäre; doch dürfen wir annehmen, dass Anklänge von ostalpiner Fazies schon in den höheren penninischen Decken auftreten können.

Jura-Kreide. In der Gelbhorndecke ist der Lias einwandfrei durch Fossilien belegt. Jurassisch ist wahrscheinlich auch ein Teil der Schieferunterlage der Schamserdecken, z. B. die grünschieferführenden Tomülschiefer. Diese sind überlagert von den vorwiegend tonigen Nollaschiefern und den breccienführenden Beverinschiefern. Ebenso ist wohl die ophiolithführende Kalk- und Tonschieferserie des Avers mit den basalen Breccien des Cucal Nair zum grössten Teil jurassisch und schliesslich auch die Curvèrschiefer.

In der Gelbhorndecke ist es dem Verfasser gelungen, die Transgression der Breccien des Piz Vizan-Muotaulta (Westschams) und von Alp Cess (Taspin)-Bavugls-Piz la Tschera-Surcrunas (Zone der untern Breccie im Otschams) nachzuweisen.

Stratigraphisch jünger als diese Breccien ist die Serie von Schiefen und Marmoren mit den Einlagerungen der graugrünligen Quarziten, d. h. MEYERS Zone der Marmore. MEYER und ZYNDEL betrachteten diese Zone noch als Trias-Jura, respektive Trias, die Aufnahmen des Verfassers haben jedoch ergeben, dass die Serie als Ganzes das normale stratigraphische Hangende der Breccien bildet.

Schiefer mit Einlagerungen von Breccien und Quarziten und Marmoren setzen ferner die Muttnerhornserie der Flyschdecke und die Beverinserie der Schieferunterlage des Schams zusammen. In der Muttnerhornserie hat H. MEYER (9) Kreidefossilien nachgewiesen. Sie ist tektonisch überlagert von den Curvèrschiefern, doch besteht die Wahrscheinlichkeit, dass die Lagerung verkehrt ist und dass stratigraphisch die Curvèrschiefer das Liegende der Muttnerhornschiefer bilden.

Da von diesen Schiefermassen nur sehr vereinzelt Fossilien bekannt sind, fallen Vergleiche hypothetisch aus; trotzdem mögen hier noch einige weitere Bemerkungen über das mögliche Alter der verschiedenen Schiefergruppen gemacht werden, mehr basiert auf lithologische Vergleiche.

Was die Hauptgesteine, Kalk und Tonschiefer, der verschiedenen Schichtserien betrifft, so können diese vorläufig zu stratigraphischen Vergleichszwecken kaum herangezogen werden. Interessanter sind die verschiedenartigen Einlagerungen weniger verbreiteter Gesteine, doch muss auch dazu bemerkt werden, dass deren Benützung zu Vergleichszwecken mit Reserve geschehen muss.

Die auffallendsten Einlagerungen in den Schiefen sind die Breccien, die ungefähr in jeder der tektonisch getrennten Schieferserie wiederkehren, und es drängt sich unwillkürlich die Frage auf, inwieweit diese Breccien miteinander parallelisierbar sind. In der Tat herrscht auffallende Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Breccien. Sowohl diejenigen der Beverinserie als die der Muttnerhornserie und der Gelbhorndecke enthalten Komponenten von deutlicher Herkunft aus der Schichtfolge der Splügener Kalkberge. Schon ZYNDEL hat die Beverinserie am Piz Beverin als Äquivalent der Muttnerhornserie betrachtet und daraufhin versucht, die beiden Gruppen tektonisch zu parallelisieren. Der Verfasser konnte letztere Auffassung nicht bestätigen, doch scheint es sehr gut möglich zu sein, dass die beiden Serien identisch im Alter sind, nicht nur auf Grund der Ähnlichkeit der Breccien, sondern auch wegen anderer gemeinsamer Einlagerungen, wie der grünlichen Quarzite und der Lager und Schmitzen von weissem Marmor. Das Äquivalent der Beverinserie im Otschams unterlagert die Muttnerhornserie, aber sie ist davon tektonisch abgetrennt. Beverinschiefer liegen

auf der Muttnerhöhe und werden von G. SCHUMACHER (17) zu den Tertiärflyschern gerechnet, doch scheint nach den obigen Ausführungen die Annahme von Kreidealter, ähnlich wie dies für die Muttnerhornserie angenommen wird, eher berechtigt zu sein.

Wie schon erwähnt, haben auch die transgressiven Breccien der Gelbhorndecke eine gewisse Ähnlichkeit mit den Breccien der Beverin- und der Muttnerhornserie; auch das gemeinsame Auftreten von identischen grünlichen Quarziten und Marmoren in allen drei Serien legt einen Vergleich nahe. Die jüngere transgressive Serie der Gelbhorndecke, die Beverinserie und die Muttnerhornserie könnten vom selben Alter sein, jünger als die Ophiolithe, wohl kretazisch. Ein Grund für die Möglichkeit von kretazischem Alter der Breccien der Gelbhorndecke ist z. B. auch das Fehlen der Ophiolithe in der Schichtfolge der Gelbhorndecke. Wären die Breccien jurassisch, so würden vielleicht darüber ophiolithführende Schichten folgen.

Die Breccien hätten ihren Ursprung kretazischen Bewegungen zu verdanken und würden nach dem Staubschen Phasenschema der Alpenfaltung postjuvavisch sein. Das juvavische Hoch der embryonalen Margnadecke wäre durch die Transgression der Breccienserie über Lias und Trias in der Gelbhorndecke deutlich angedeutet, und eine Indikation eines ähnlichen Hochs, der embryonalen Tambodecke entsprechend, wäre durch die früher erwähnte mögliche Transgression der Beverinschiefer über Tambogneis und Burgruinegneis gegeben. Der grösste Teil der Beverinschiefer und die Muttnerhornschiefer wurden dagegen in den auch in postjuvavischer Zeit noch weiter bestehenden Depressionen abgelagert. Ähnliche Vermutungen hat auch ZYNDEL gehabt, den das Auftreten der Breccien an die Gosautransgression erinnerte. Wir dürfen daher vielleicht den Schluss ziehen, dass diese untereinander vergleichbaren, breccienführenden Formationen innerhalb der mittel- und oberpenninischen Region den basalen Teil der transgressiven Kreide-Flyschserie darstellen.

In der folgenden Tabelle (Seite 15) sind die oben gemachten Parallelisationsversuche zusammengestellt.

D. Tektonik.

I. Bündnerschieferunterlage der Schamserdecken-Tambodecke-Burgruine Splügen.

Im Vergleich zu den übrigen tektonischen Elementen des Schams zeichnet sich die Schieferunterlage durch relativ ruhige und flache Lagerung aus. Im grossen und ganzen steht der Schieferkomplex unter dem Einfluss des regionalen östlichen Axialgefälles, mit Ausnahme des Gebietes des Piz Beverin, wo das Streichen Ost-West und das Einfallen südwärts gerichtet ist. Gegen Osten tauchen die Schiefer unter die Schamserdecken. Von Andeer über Lai da Vons-Sufers-Splügen fallen die Schiefer unter die Nordweststirne der Rofnagneise ein.

Bei Splügen sind die Verhältnisse verwickelt infolge des unvermittelten Auftretens des Gneises der Burgruine Splügen, der hier als Lamelle mitten in den Beverinschiefern steckt. Die Beverinschiefer über dem Burgruinegneis streichen teils in die Splügenermulde zwischen die Rofnagneise und Tambogneise hinein, teils unter die Tambogneise und umhüllen so — ähnlich wie den Burgruinegneis — auch die Stirne des Tambogneises. Der untere Teil der Beverinschiefer, unter die Burgruine eintauchend, setzt sich zusammen mit den liegenden Nollaschiefern unter der Tambodecke in die Bernhardinmulde fort.

Am Piz Beverin hat man die Beverinserie von der Schieferunterlage abgetrennt, welche Ansicht, wie bereits erwähnt, vom Verfasser nicht geteilt wird. Auch in den Alpenprofilen von R. STAUB (20), Profil 15) ist eine ähnliche tektonische Abtrennung der Beverinserie mit dem Gneis der Burgruine Splügen als eingewickelter Schubfetzen — beides zur Margnadecke gehörig — dargestellt; doch scheint auch dies unrichtig zu sein. Es konnte nordwärts keine Überschiebungsfläche, die das Vorkommen des Gneises als eingewickelten Schürfling ermöglicht hätte, gefunden werden. Der Gneis

Versuch einer stratigraphischen Übersicht der im Schams auftretenden Schichtfolgen.

	Bündnerschieferunterlage (Tomillalappen Aduladecke)	Tambodecke Burgruine Splügen	Surettadecke	Magna-Decke			Unterstalpin Aeladecke
				Splügener Kalkberge-Weissbergzone	Gelbhorn-Decke	Flysch-Decke	
Kreide-Flysch	Beverinschiefer	Beverinschiefer?	?	Schiefer und Marmore (Zone der Breccien (Zone der untern Breccie))	Muttnerhornserie (Zone der obern Breccie)		
Flysch-Transgression juvavische Faltungsphase							
Jura	Nollaschiefer Tomülschiefer		Schiefer des Avers Breccien westlich Cucal Nair und Piz Mietz		Lias	Curvèserie	Lias
Trias		Dolomite Rauhwa-cke	Dolomite und Marmore Rauhwa-cke quarzit	Breccien und Cri- noidendolomit; Diploporen- dolomit (Ladinien); Rote Dolomite und Marmore (Anisien)	Rhät Quartenschiefer Rötidolomit Rauhwa-cke-Gips		Rhät Hauptdolomit (Norien) Raibler-Sch.
Paläozoisch		Tambogneis Burgruinegneis	Rofnagneis- Casannaschiefer				

der Burgruine Splügen bildet, wie BUXTORF (2) beschrieben hat, eine geschlossene Stirn, die von da keine weitere Fortsetzung nach Norden in die Schiefer hinaus hat. Dagegen setzt sich der Burg-ruinengneis als dünne Lamelle nach Süden unter die Tambodecke fort. Westlich des Kartenrandes, auf Alp Areue, sieht man diese Lamelle sich an die Basis des Tambogneises anschmiegen.

Was die tektonische Stellung der Schieferunterlage des Schams anbelangt, so neigt auch der Verfasser zur Interpretation von ROTHAAAN (13) und KOPP (8), die diese Schiefer (einschliesslich Beverinschiefer) als oberste Teildecke, Tomüllappen, zur Aduladecke rechnen.

Den Gneis der Burgruine Splügen kann man an die Basis der Tambodecke stellen, deren Sedi-mentstirne sehr gering zu sein scheint. Es wurde bei der stratigraphischen Beschreibung ausgeführt, dass es nicht ausgeschlossen ist, dass ein Teil der Beverinschiefer auch noch zum Sedimentmantel der Tambodecke und der Burgruine gehört, vielleicht transgressiv über die spärliche Trias und diese Gneise abgelagert.

II. Surettadecke.

(Rofnagneis- und Timunmasse.)

Die Rofnagneise werden im allgemeinen als Stirnteil der Surettadecke betrachtet, sie liegen vor den Casannaschiefern des Piz Timun, die sich als Hauptmasse der Surettadecke nach Süden bis ins Bergell erstrecken (Spezialkarte 97). Rofnagneis und Casannaschiefer sind von den Gneisen der Tambodecke durch den Sedimentzug des Splügenpasses, die Splügenreife, getrennt.

Durch die Einlagerung einer Anzahl von Triaszügen, die quer durch die Rofnagneismasse verlaufen, ist diese in einzelne lappenartige Gebilde aufgeteilt.

Das nördlichste Triasband: Triaszug von Gruaba (Silbergruben von Gruaba-Schwarz-wald-Averser Rhein unterhalb der «Schmelze», nördlich Ausserferrera-Alp Andies) trennt nach Norden den Lappen von Andeer ab. Von den Silbergruben nach Westen gestaltet sich die Verfolgung des Triaszuges schwierig infolge der Abnahme der Mächtigkeit der Trias, der Schuttbedeckung und der Unübersichtlichkeit des waldigen Geländes. Der westlichste beobachtete Aufschluss liegt 2 km vom Westrand der Rofnagneismasse entfernt, doch ist es nicht ausgeschlossen, dass der Triaszug sich noch weiter gegen Westen, gegen die deutliche Einbuchtung der Westgrenze des Gneises beim Crestawald bei Sufers ausdehnen könnte. Dies würde den Gneislappen von Andeer allerdings völlig vom übrigen Rofnagneis abtrennen. Erwähnenswert ist, dass in den Silbergruben, wo das Silberfahlerz in der Trias aufsetzt und wo verschiedene noch erhaltene Galerien gute geologische Aufschlüsse bieten, der Kontakt zwischen Trias und liegendem Gneis tektonisch ist, angedeutet durch Mylonite, Reibungsbreccien von Dolomit und Quarzit und durch Verschuppung.

Eine zweite Triaszone: Triaszug von Ausserferrera-Surettahorn, quert den Averser Rhein bei Ausserferrera. Hier ist die Zone etwa 700 m breit, deutlich asymmetrisch, mit Linsen von stark geschieferten jurassischen Kalkschiefern am nördlichen Kontakt mit dem Rofnagneis. Nach Westen setzt sich der Zug ins Surettatal hinüber fort. Am Westhang des Tales und am Seehorn beobachtet man eine scharfe Knickung der Trias (Profil VII und XI, Spezialkarte 114) und ein Abschnellen derselben nach Süden zum Surettahorn, wo sie ein plötzliches Ende an einer Aufschubung nimmt, die mit starker Verschuppung vergesellschaftet ist. Profil XII, Spezialkarte 114, erläutert die Verhältnisse auf dem Surettahorn: Verschuppung von Trias und Kalkschiefern mit Rofnagneis und chloritischen Glimmerschiefern der Casannaschieferreihe. Die Aufschubung scheint sich jedoch gegen Süden hinunter in die Casannaschiefer des Val d'Orsareigls fortzusetzen und ist ebenfalls angedeutet am Passo di Suretta, wo die anstehenden Casannaschiefer (Glimmerschiefer und Amphibolith) eine Ruschelzone darstellen.

Der eben besprochene Triaszug von Ausserferrera trennt die Rofnagneismasse in zwei weitere Lappen; den Lappen des Surettahorns im Norden und Westen, d. h. im Liegenden des Triaszuges von Ausserferrera, und den Lappen des Piz Grisch südlich und östlich davon. Das südliche Ende des Lappens des Surettahorns ist noch nicht richtig bekannt. Er setzt sich von Surettahorn-Splügenreife nach Süden auf italienisches Gebiet fort, und wir wissen, dass er unter die Casanna-

schiefer der Piz Timunmasse taucht. Der Kontakt zwischen beiden Formationen ist hier noch nicht untersucht:

Der Lappen des Piz Grisch ist im Süden vom Triaszug von San Martin begrenzt. Am Piz Grisch sticht er als tiefer, kompliziert verfalteter Keil in den Gneis hinein (Profil VI, Spezialkarte 114). Bei San Martin nördlich von Innerferrera quert dieser Triaszug den Rhein und verläuft dann gegen den Piz la Mutalla hinauf, allmählich sich verdünnend. An verschiedenen Stellen finden sich Störungen am Kontakt zwischen Trias und Gneis, z. B. östlich von Innerferrera, wo im untern Val Sterla die Auflagerung auf den liegenden Rofnagneis gerade noch sichtbar ist. Hier stellt die Marmorzone, die zwischen dem Rofnagneis und der dünnen Schieferlamelle liegt, teilweise eine marmorisierte Ruschelzone von Gneis, Quarzit und Dolomit dar. Westlich von Innerferrera sind Verschuppung von Trias im Val la Caglia und bei Mutalla Sura beobachtet worden, und auch am Ende des Triaszuges sind Schuppung und Repetition von Trias angedeutet. Vom westlichen Ende des Triaszuges weiter nach Westen beobachtet man am Südhang des Piz la Mutalla und des Piz Por ausserordentlich verwirrt Tektonik. Im Südostgrat des Piz la Mutalla liegen die Verhältnisse so, dass man als Fortsetzung des Triaszuges eine tektonische Gleitfläche vermuten könnte. Eine Umbiegung des Gneises um das Ende des Triaszuges herum ist jedenfalls nicht vorhanden (Profil XI, Spezialkarte 114). Die Distanz vom Ende des Triaszuges von San Martin zum Ende des Triaszuges von Ausserferrera am Surettahorn beträgt etwa $2\frac{1}{2}$ km. Der Rofnagneis der Piz la Mutallamasse hat Ost-West-Streichen, und vergleicht man mit Rücksicht darauf die Lage der beiden Triaszüge, so scheinen diese in dasselbe tektonische Niveau zu fallen, d. h. sie würden sich unter dem Gneis des Piz la Mutalla miteinander direkt vereinigen. Dass vom Surettahorn zum Piz la Mutalla die Verbindung unterbrochen ist, würde sich aus der oben beschriebenen tektonisch bedingten Unterbrechung der Trias am Surettahorn erklären lassen. Es würde sich aus diesen Überlegungen ergeben, dass der Lappen des Piz Grisch durch die Triaszüge von Ausserferrera und San Martin von den übrigen Rofnagneisen tektonisch isoliert ist. Der Lappen des Piz Grisch wäre umrandet von den Rofnagneisen, die im Norden zwischen den Triaszügen von Ausserferrera und Gruaba liegen, und dann ins Surettatal hinüberstreichen und sich gegen Süden im Liegenden der Trias zum Surettahorn fortsetzen; diese den Grischlappen umgebenden Rofnagneise gehören zum Lappen des Surettahorns. Sein Äquivalent östlich des Surettahorns wäre der Rofnagneis im Liegenden des Triaszuges von San Martin.

Unter dem letzterwähnten Komplex von Rofnagneis, der zwar teilweise direkt auf Casannaschiefer liegt, tritt nochmals eine Triaszone, der Triaszug des Piz Mietz auf. Dieser bildet im Süden (Spezialkarte 97) das Hangende der Casannaschiefer. Er folgt vom Avers her dem Rhein bis unterhalb der Einmündung des Reno di Lei und steigt dann zum Piz Mietz auf, von wo er sich an den Südhang des Val d'Emet fortsetzt und dort aufhört. Von der Mündung des Val di Lei talabwärts liegt diese Trias teilweise mit einer deutlich sichtbaren Ruschelzone auf den Casannaschiefern. Auf dem Gipfel des Piz Mietz ist zwischen die Trias und die Casannaschiefer noch eine dünne Lamelle von Rofnagneis eingeschaltet. Am Südosthang des Val d'Emet streicht der Triaszug in die Luft hinaus, ohne auf der andern Talseite wieder einzustecken. Der Triaszug hat also hier ein muldenartiges Ende und zeigt insofern eine gewisse Symmetrie, als Basis und Dach des Zuges von Triasquarziten gebildet sind. Doch fällt auf, dass im Hangenden der Trias ausschliesslich Rofnagneise und im Liegenden mit Ausnahme der Rofnagneislamelle des Piz Mietz nur Casannaschiefer auftreten. Dies macht es unwahrscheinlich, dass die Gneise um das Ende des Triaszuges des Piz Mietz umbiegen.

Es verbleibt nun noch die Besprechung der Beobachtungen an den Stellen, wo die Rofnagneise in unmittelbarem Kontakt mit den Casannaschiefern vorkommen.

Auf Alp Emet sind Glimmerschiefer und Serizitalbitgneise der Casannaschieferserie als Halbfenster gegen Osten bis Uaul dil Mut sichtbar. Am Alpweg unterhalb Punkt 1631 überlagern die Rofnagneise tektonisch mit einem eingeschürften Triasfetzen den hornblendeführenden Glimmerschiefer. Noch deutlicher ist dieser tektonische Kontakt im Tobel des Emetbaches zwischen Punkt 1631 und Sex aufgeschlossen. Dort findet sich etwas über der Rofnagneis-Casannaschiefergrenze wiederum eingewalzter Triasmarmor. An der Grenze selber liegen die Rofnagneise mit gut sichtbarer Diskor-

danz mit 60° Neigung gegen Norden auf fein gefältelem südfallendem Glimmerschiefer. Ferner ist an beiden Talhängen des vordern Val d'Emet die Diskordanz durch die Verschiedenheit des Streichens und Fallens der beiden Serien angedeutet. Etwa bei «ll» des Wortes Mutalla, am Westhang des Emetales, findet sich ein guter Aufschluss, wo Rofnagneis rechtwinklig auf Casannaschiefern steht mit einer eingequetschten Schieferschuppe auf der Kontaktfläche. Es ist daher kaum zu bezweifeln, dass im vordern Val d'Emet die Grenze zwischen den zwei Serien eine tektonische ist.

Gegen das Gebiet des hintern Val d'Emet werden die Verhältnisse sehr verwirrt. Es wurde bereits auf die Aufschiebung von Rofnagneisen und Casannaschiefern auf das Südende des Triaszuges des Surettahorns, was dessen Unterbrechung zur Folge hatte, hingewiesen. Die Aufschiebungsfläche weist vom Surettahorn zum Passo di Suretta hinunter, wo die Casannaschiefer an der Basis der Rofnagneise des Piz Orsareigs stark verruschelt sind. Ein ähnlicher Überschiebungskontakt zwischen Rofnagneis und Glimmerschiefer wurde zwischen Passo di Lago Nero und Pizzo Spadolazzo beobachtet, und es scheint, dass die dünne Zone der Casannaschiefer, die zum Surettahorn hinaufzieht, auf einer Aufschiebungsfläche liegt, die am Surettahorn die Trias abschneidet und vorläufig vom Piz Spadolazzo bis zum Surettahorn angenommen wird und sich vom Piz Spadolazzo auf italienisches Gebiet möglicherweise weiter gegen Süden verfolgen liesse (Profil XII, Spezialkarte 114 B). Durch solche Erscheinungen von Aufschiebungen und Verschuppung im hintern Val d'Emet ist schliesslich wohl zu erklären, dass hier die Rofnagneise unter die Casannaschiefermasse des Piz Timuntachen, während wenige Kilometer östlich im vordern Val d'Emet die Rofnagneise die Casannaschiefer überlagern.

Tektonische Interpretation der Rofnagneise: Die Rofnagneise wurden seit der Einführung der Deckentheorie zur Surettadecke gezählt, als Stirn derselben den Casannaschiefern vorgelagert. Die Triaszüge, welche die Rofnagneise queren, wurden als Synklinalen, die keilförmig in die Gneise hineinschneiden, betrachtet. Berücksichtigt man die oben beschriebenen tektonischen Verhältnisse der Triaszüge, so wird es verständlich, dass diese tektonische Auffassung der Rofnagneise nicht ohne Zweifel angenommen werden kann. Der Verfasser hat daher schon 1921 einen Versuch gemacht, eine neue Interpretation zu geben (23). In Kürze wurde folgendes dargestellt: Die Untersuchung des östlichen Randes der Rofnagneismasse hatte ergeben, dass sich die Triaszüge nicht direkt über den einzelnen Lappen schliessen, sondern dass diese Lappen in südwärts gerichtete Stiele auslaufen (Profile V, VI, Spezialkarte 114 B), diese Stiele fallen ungefähr in dasselbe tektonische Niveau an der Basis der Schamser Teildecken (Margnadecke). Es wurde daher die Möglichkeit erwogen, ob die Triaszüge statt als Synklinalen nicht als Umhüllungen der einzelnen Gneislappen aufgefasst werden könnten. Allerdings wäre diese Umhüllung keine vollständige, da die Triaszüge innerhalb der Rofnagneise auskeilen. Wie oben beschrieben wurde, ist das Auskeilen teilweise mit tektonischen Komplikationen oder mit Auswalzung verbunden; in keinem Fall ist zu beobachten, dass am Ende der Triaszüge die Gneise um die Trias herumbiegen, wie zu erwarten wäre, wenn wir die Triaszüge als Synklinalen betrachten würden. Es wurde vermutet, dass sich der Triaszug von Gruaba als Gleitfläche bis an den Westrand der Rofnagneise ausdehne, den Lappen von Andeer abtrennend, ferner dass die Triaszüge von Ausserferrera und San Martin ineinanderlaufen und dass der Gneislappen des Piz Grisch als isolierter Lappen in den Lappen des Surettahorns eingebettet sei. Obwohl der Triaszug des Piz Mietz eine gewisse Symmetrie zeigt, stellt er kaum eine einfache Mulde dar, da er von Rofnagneis überlagert und in der Hauptsache von Casannaschiefer unterlagert ist. Schliesslich wurde beobachtet, dass der Kontakt zwischen Rofnagneis und Casannaschiefer vielerorts ein tektonischer ist. Im Val d'Emet liegen im Osten die Rofnagneise über den Casannaschiefern, während im Westen die Casannaschiefer gegen die Rofnagneise aufgeschoben zu sein scheinen; diese Aufschiebung wäre wohl einer späten Bewegungsphase zuzuschreiben. Der Verfasser warf daher die Frage auf, ob die Rofnagneise nicht nach unten geschlossen und abgetrennt und nach oben offen und in Stiele auslaufend zu betrachten wären. Tektonisch würde dies die Rofnagneise an die Basis der Schamser Teildecken der Margnadecke verlegen, und zwar in ungefähr dasselbe Niveau, wo weiter südlich die Malojagneise der Margnadecke gegen Norden ausfingern. Tatsächlich ist die petrographische Ähnlichkeit der Augengneistypen des Rofnagneises mit den Malojagneisen gross.

Diese Zuteilung der Rofnagneise zur Margnadecke war vielleicht zu weit gegriffen, und wir müssen wohl versuchen, die komplizierte Tektonik der Rofnagneise im Verband mit der Surettadecke zu erklären. Es ist möglich, dass die Anzeichen von Überschiebungen und Verschuppung an den Triaszonen sowie die tiefgreifende Einschnürung der Rofnagneislappen durch die Triaszüge und endlich die Überschiebungskontakte zwischen Rofnagneis und Casannaschiefer darauf hindeuten, dass ursprünglich die Rofnagneislappen einfache, übereinandergeschobene Schuppen darstellten, voneinander getrennt durch Trias, die teilweise ausgewalzt und abgerissen war. Im Sinne der von R. STAUB postulierten Zurückkämmung des Rückens der Surettadecke wären diese Schuppen später nach rückwärts umgebogen und teilweise zusammengelegt worden (Lappen des Piz Grisch).

III. Margnadecke.

Von den südlichen Ausläufern der Malojagneise, die einen Teil des kristallinen Kernes der Margnadecke darstellen, setzen sich die in Teildecken aufgelösten Sedimente der Margnadecke nach Norden fort (Spezialkarte 97). Deren Unterlage bilden vorerst die Schiefer des Avers (Surettadecke) und hierauf die Rofnagneise und endlich im Gebiet des Schams die Bündnerschiefer des Tomülappens. Die im Schams auftretenden Teildecken gehören nach der Ansicht des Verfassers im wesentlichen drei Einheiten an.

a) Splügener Kalkberge-Gurschus-Weissbergzone.

Im Avers (Spezialkarte 97) überlagert die Triaszone des Averser Weissberges als tiefstes Glied der Margnadecke das Mesozoikum der Surettadecke (Schiefer des Avers). Diese Zone lässt sich von Juf an nordwärts verfolgen. Sie bildet einen ersten mächtigen Wulst im Averser Weissberg, setzt sich dann stark verdünnt zum Piz Alv fort und schwillt wiederum wulstartig an im Gurschus (Profil III, Spezialkarte 114 B). Hier endet die Weissbergzone. Ihr stratigraphisches Äquivalent im Westschams bildet die ausgedehnte Masse der Splügener Kalkberge. Der überaus verwickelte Bau derselben ist am besten aus den Profilen ersichtlich (Profile VIII—XV, Spezialkarte 114 B). Die Splügener Kalkberge sind aus einer Anzahl unzusammenhängender verknüllter Stücke, die teilweise durch verschürfte Linsen und Lamellen von rofnagneisähnlichen Gesteinen, Rauhwaacke und Serpentin getrennt sind, zusammengesetzt. Im grossen und ganzen lassen sich drei Hauptstücke unterscheiden:

1. Ein nördliches, das eine liegende Falte darstellt, umfasst die Grate der Pizzas d'Annarosa-Cufercalhorn und Punkt 2641.
2. Südlich davon erstreckt sich ein zweites Stück von Weisshorn-Alperschellhorngrat gegen Alp Steilen, wo es auskeilt. Dazu ist auch das verschuppte Steilerhorn zu rechnen.
3. Zum südlichen Stück gehören Teurihorn-Kalkberg.

Die tektonische Stellung der Splügener Kalkberge ist etwas verschieden von der der Averser Weissberg-Gurschuszone. Im Westschams liegen die Splügener Kalkberge über der Gelbhorndecke, während im Ostschams der Gurschus als tiefste Einheit der Margnadecke von letzterer überlagert ist. Die übermässige Verknüpfung der Splügener Kalkberge und des Gurschus lassen jedoch vermuten, dass diese Einheiten passiv transportierte und verwalzte Schubmassen darstellen, woraus die Verschuppung mit andern Deckenteilen und der damit verbundenen Verschiebung der tektonischen Lage verständlich ist.

Es befindet sich im Ostschams noch eine weitere dünne Lamelle von Splügener Kalkbergtrias in höherer tektonischer Stellung als der Gurschus, nämlich östlich Bavugls zwischen der Gelbhorndecke und der Flyschdecke eingewalzt (Profil IV, Spezialkarte 114 B).

Sowohl in den Splügener Kalkbergen als auch im Gurschus kommen mitgeschürfte und eingeklemmte Rauhwaacke, Serpentin und rofnagneisähnliche Gesteine vor. Infolge der Zugehörigkeit

der Splügener Kalkberge zu der Margnadecke sind auch die eingewalzten kristallinen Gesteine am ehesten vom Kristallin der Margnadecke herzuleiten, und zwar von den ebenfalls rofnagneisähnlichen Malojagneisen.

b) Gelbhorndecke.

Die Gelbhorndecke zeigt schon eine viel ruhigere Lagerung als die Splügener Kalkberge und die Weissbergzone. Zwischen letzterer und der Flyschdecke beginnt sich die Gelbhorndecke im Gebiet des Averser Weissberges (Spezialkarte 97) deutlich zu entwickeln und lässt sich dann im Hangenden der Weissbergzone bis zum Gurschus verfolgen. Nördlich davon überlagert sie direkt den Rofnagneislappen von Andeer und noch weiter nördlich und im Westschams liegt sie, als Deckfalte ausgebildet, auf der Bündnerschieferunterlage. Im Ostschams endet die Gelbhorndecke in einer deutlichen Stirnbiegung (Profil III, Spezialkarte 114 B), die nordöstlich von Reischen unter das Muttnerhorn einsticht und östlich von Mutten wieder zutage tritt. Dort umrandet die Nordfront der Gelbhorndecke das Fenster der «Viamalasschiefer», zwischen Solis und Tiefenkaastel (11 und Spezialkarte 94 E).

Auch im Westschams ist die Stirn der Gelbhorndecke deutlich sichtbar auf Alp Nursin südlich des Piz Beverin. Sie ist hier als Deckfalte mit verschupptem Rücken (Piz Tarantschun, Runal, Profile VIII, IX, Spezialkarte 114 B) entwickelt. Starke Verschuppung ist dann besonders auch direkt vor den Splügener Kalkbergen im Gebiet der Muotaulta zu beobachten (Profile XI, XII, Spezialkarte 114 B). Wie schon erwähnt, verläuft die Gelbhorndecke im Westschams unter die Splügener Kalkberge. Grösstenteils stark ausgewalzte Reste von Rauhwacke, Dolomit, Liaskalk und Breccien streichen beinahe rund um die Splügener Kalkberge an deren Basis aus. Die Beziehungen der beiden tektonischen Einheiten sind am besten aus den Profilen IX bis XV (Spezialkarte 114 B) ersichtlich.

Was die Fortsetzung der Gelbhorndecke nach Süden betrifft, so wurde bereits erwähnt, dass diese bis ins Gebiet des Averser Weissberges erkennbar ist. Die auf Spezialkarte 97 von R. STAUB östlich über dem Piz Alv angegebenen Bündnerschiefer (Sg) gehören zu der jüngeren Serie der Gelbhorndecke, ebenso die als Tertiärflysch markierten Gesteine westlich von Punkt 2751 (südlich von Saletscha).

c) Flyschdecke.

Die Flyschdecke lässt sich von Juf im Avers (Spezialkarte 97) längs der Basis der Plattadecke nach Norden verfolgen. Im Ostschams liegt sie auf der Gelbhorndecke, doch überfährt sie deren Stirn und überlagert auf der Muttnerhöhe direkt die Beverinschiefer der Schieferunterlage, davon geschieden durch einen dünnen Rauhwacke-Gipszug, der von der Stirn der Gelbhorndecke um den Nordfuss des Muttnerhorns herumläuft.

Eine tektonische Trennung der zwei Schiefererien, welche die Flyschdecke im Ostschams zusammensetzen, der Muttnerhornschiefer und der Curvèrschiefer, ist früher versucht worden und führte zu der Zuteilung der Curvèrschiefer zu der obersten Teildecke der Margnadecke, der Plattadecke. Die Trennungslinie war auf einige Marmorlinsen basiert, die als eingewalzte Triasfetzen gedeutet wurden. Der Verfasser betrachtet jedoch diese Marmore als normale Einlagerungen der Serie, doch soll darauf hingewiesen werden, dass sich in der Nähe der Grenze zwischen Curvèr- und Muttnerhornschiefer oft stark zertrümmerte Gesteine, wie Serpentin und Gabbro, finden. Trotzdem scheint es richtiger zu sein, die beiden Schiefererien in die Flyschdecke zusammenzufassen, was auch mit den Resultaten der Untersuchungen von OTT (11) übereinstimmt.

An der Basis der Flyschdecke findet sich eine dünnere Zone von Flyschgesteinen, die von der Hauptmasse der Flyschdecke tektonisch abgetrennt ist durch Einlagerungen von mylonitischen rofnagneisähnlichen Lagen, die tektonisch eingewalzt sein müssen (Profile I—IV, Spezialkarte 114 B). Diese Mylonite lassen sich von Alp Foppa bis Alp Taspin verfolgen. Sie dürften, wie die Gneisfetzen in den Splügener Kalkbergen, am ehesten von den Malojagneisen herzuleiten sein.

Im Westschams ist eine Schieferlinse im Gebiet des Piz Calandari zwischen der Gelbhorndecke und den Splügener Kalkbergen ebenfalls zur Flyschdecke gezählt und als eingewickelte Schuppe aufgefasst (Profile VIII, IX, Spezialkarte 114 B). Es wäre auch denkbar, dass diese Schiefer der jüngern Serie der Gelbhorndecke angehören könnten.

IV. Piz Toissa-Klippe (Aeladecke).

Am Ostrand der Karte, der Flyschdecke aufgelagert, liegt der westliche Teil der unterostalpinen Toissaklippe. E. OTT hat dieselbe kartiert (Spezialkarte 94 E) und eingehend beschrieben (11). Die Toissaklippe stellt einen isolierten westlichen Ausläufer der Aeladecke dar.

V. Ältere tektonische Interpretationen.

Es sei hier nun noch hingewiesen auf die tektonischen Interpretationen früherer Beobachter, die die Geologie des Schams im Lichte der Deckentheorie behandelten.

O. WELTER (21) unterschied im Westschams fünf tektonische Serien, die er als Decken betrachtete, und suchte diese in das von G. STEINMANN gegebene Deckenschema Graubündens einzufügen. Zur Serie I gehören die Bündnerschiefer der Schieferunterlage. Serie II—IV (untere Klippendecke, obere Klippendecke, Brecciendecke) sind in der Gelbhorndecke vereinigt. Schon ZYNDEL (25) erkannte, dass diese drei Serien zur selben tektonischen Einheit gehören. WELTERS Serie V umfasste die Splügener Kalkberge und wurde von ihm mit der ostalpinen Decke parallelisiert.

H. MEYER (9) stellte im Ostschams ähnliche Vergleiche an wie WELTER im Westschams. Er parallelisierte die Zone der untern Breccie und die Zone der Marmore mit der Klippendecke, die Zone der obern Breccie (Muttnerhornserie) mit der Brecciendecke, die Zone der Ophiolithe (Curverschiefer) mit der rhätischen Decke und den Gurschus mit der ostalpinen Decke. Der Verfasser stellt die Zone der Marmore, die Zone der untern Breccie und den basalen Teil von MEYERS Zone der obern Breccie (Trias-Lias) zusammen in die Gelbhorndecke, die Schiefer der Zone der obern Breccie (Muttnerhorn-schiefer) und die Zone der Ophiolithe (Curverschiefer) in die Flyschdecke.

F. ZYNDEL (25) deckte die Irrtümer der Parallelisationsversuche von WELTER und MEYER auf. Er erkannte die Zugehörigkeit der in ostalpinähnlicher Fazies ausgebildeten Splügener Kalkberge und Gurschus-Weissbergzone zum penninischen Deckenkomplex. Er unterschied im Schams die Schamserdecken (Splügener Kalkberge-Gurschus-Weissbergzone und Gelbhorndecke), ferner die Prätigaudecke (Teil der Muttnerhornserie) und die rhätische Decke (Curverschiefer). In die rhätische Decke zog er auch die heutige Plattadecke ein, während wir heute die Muttnerhorn- und Curverserie zur Flyschdecke rechnen, die von der Plattadecke weiter im Süden überlagert wird.

E. Bemerkungen über die Ausbildung des Quartärs.

Die Reste der diluvialen Überdeckung der Hänge des Schamsertales deuten auf Vergletscherung von Süden her, die hauptsächlichsten erratischen Gesteine sind Rofnagneise, Marmore und Dolomite.

Val Nandrò, am Südostrand der Karte, zeigt Mischung von Schamser- und Aversermoräne mit Juliermoräne. Eine ähnliche Mischung findet auch zwischen Ober- und Unter-Mutten statt. Die Moränen von St. Albanus und Grascenna östlich der untern Viamala enthalten Schamsermaterial.

Nördlich des Piz Beverin im Gebiet des Glaspasses und Heinzenberges zeigt die Moräne einen auffallenden Reichtum an Material aus den Splügener Kalkbergen, und es ist daraus zu schliessen, dass bei der letzten Vergletscherung die Gletscher des Safientales den Glaspas überflossen.

Neben diesem Moränenmaterial der letzten regionalen Vergletscherung trifft man noch häufig auf Reste von späterer lokaler Vergletscherung in Form von Lokalmoränen, die zum Teil auf dilu-

vialen Schutt aufgebaut sind; so vor allem auf dem breiten Hang des Westschams, wo Wälle lokaler Moränen bis gegen Donath hinuntergreifen.

Rundhöckerlandschaften sind hauptsächlich im Gebiet der Rofnagneise und Casanna-schiefer ausgebildet.

Die höhern Alpentäler auf beiden Seiten des Schamsertales bilden hochgelegene, flache Mulden und zeigen eine ziemlich konstante mittlere Höhe von 2200 m. Sie sind als Reste eines hochgelegenen alten Talsystemes zu betrachten. So liegen im Ostschams von Norden nach Süden auf dieser Höhe Alp Taspin, Alp Neza, Alp Tobel-Alp Andies, Alp Moos und im Westschams Alp Tumpriv, Alp Annarosa und Cufercalalp. Infolge der tiefen Lage der heutigen spätdiluvial übertieften Erosionsbasis schneiden die Alpbäche in rückläufiger Erosion in diese Alpentäler ein; auf der Karte tritt dies besonders schön auf Alp Annarosa hervor. Hier ist die Schlucht des Fundognbaches heute bis Crap bei Curtginatsch vorgedrungen, wo der Bach von dem flachen alten Talboden der Alp Annarosa in das jüngere schluchtartige Tal eintritt. Südlich Vallatscha läuft ein Moränenzug eines frühern lokalen Gletschers in dieses Tal hinunter.

Im Gebiet Lai da Vons-Alp Durnaun sind deutliche Spuren eines alten Talsystemes bei 1800 m Höhe erhalten. So liegt der Lai Lung auf Alp Durnaun in einem Stück einer alten Talrinne, direkt in der nördlichen Verlängerung des Surettatales über die 500 m tiefer gelegene Rofnaschlucht hinweg.

In den heutigen Talböden, hauptsächlich bei Sufers und bei Andeer, finden sich Reste alter Schotterterrassen, die sich wenig über die gegenwärtig tiefsten Talsohlen erheben. Teilweise sind diese Terrassen überlagert von jüngstem Moränenmaterial, teilweise von Schuttkegeln oder Gehängeschutt. Wahrscheinlich handelt es sich um spätdiluviale Schotterbildungen, möglicherweise der Niederterrasse entsprechend, und der Verfasser möchte daher die Bemerkung auf der Kartenlegende, wo diese diluvialen Schotter als «ältere» (qs) bezeichnet werden, korrigieren.

Eine weitere Korrektur auf der Karte bezieht sich auf das Gebiet von Punkt 1103 nördlich von Clugin. Östlich von Punkt 1103 sollte das Feld, das den Anriss über dem Rhein umgrenzt und auf der Karte unausgefüllt blieb, als jungdiluvialer Bergsturz markiert sein. Es handelt sich hier um eine Stelle, die auf früheren geologischen Karten als Rauhwaacke-Gips-Vorkommen vermerkt ist. Die Untersuchung des steilen Anrisses, der von der Landstrasse über den Rhein hinweg gut sichtbar ist, hat ergeben, dass das dort aufgeschlossene Material aus einem Durcheinander von verrutschten und aufgelockerten Ton- und Kalkschiefern, Blöcken und Brocken von Marmor, Moränenmaterial und Rauhwaacke besteht, durchsetzt von weissen Sinterbildungen. Der Verfasser betrachtet dies als Reste eines jungdiluvialen Rutsches und ist der Ansicht, dass die ganze Anhöhe von Punkt 1103, die auch topographisch einen Vorsprung bildet, aus verrutschtem Material besteht.

Auch die kleine, aus Blöcken von Rofnagneis zusammengesetzte Anhöhe der Kirche von Andeer scheint ein Rest älteren quartären Schuttes zu sein.

In der Viamalasschlucht sind von A. BUXTORF jungdiluviale, von Moräne zugeschüttete Klammern entdeckt und beschrieben worden (1). In geringerem Masse finden sich Spuren ähnlicher alter Taläufe auch andernorts im Kartengebiet. Bei Sufers, wo ein alter Rheinlauf auf der Nordseite des Gneisrückens des Crestawaldes verlief, ferner beim Dorf Innerferrera, das wahrscheinlich über einem alten Rheinbett liegt. Das rechtsrheinische Ende der Rheinbrücke von Innerferrera ruht auf einem anstehenden Gneispfeiler, an dessen Rückseite eine alte, verschüttete Talrinne liegt.

Jüngere und rezente Rutschungen und Bewegungen, die immer wieder aufleben, sind in den Schiefergebieten des Schams verbreitet, vor allem auf den in der Fallrichtung der Schiefer gelegenen Hängen des nördlichen Teiles des Westschams. Auch Rongellen liegt auf einer versackten Schiefermasse. Von viel grösserem Ausmass als im Schams sind die Rutschgebiete auf dem Westhang des Safientales, die teilweise zur Verriegelung des Tales geführt haben (3).

Der steile Osthang des Schamsertales zeigt Neigung zur Bildung von Rufen. Schuttkegel und Gehängeschuttbildungen finden sich naturgemäss weit verbreitet. Besonders ausgeprägt sind die letzteren in den Splügener Kalkbergen und am Gurschus, die ruinenhaft aus steilen, hohen Schutthalden herausragen. Die Bildung kleiner Schneehaldenmoränen am Fuss der Schutthänge ist hier vor allem auffällig.

Schliesslich sei noch auf die auffallend regelmässige Gipfflur der Schamsergebirge hingewiesen. Die Karte zeigt, aus wie sehr verschiedenen tektonischen und stratigraphischen Elementen diese Gebirge zusammengesetzt sind, und doch liegen fast sämtliche Höhen der Hauptgipfel im Intervall 2830—3050 m.

Die folgende Liste der Höhen in tektonischer Anordnung veranschaulicht dies:

Surettadecke	Piz Timun	3210	
	Piz della Palù	3175	
	Surettahorn	3031	
	Piz Por	3033	
	Piz Grisch	3048	
	Splügener Kalkberge-Gurschus	Teurihorn	2977
		Weisshorn	2992
		Alperschellhorn	3045
		Steilerhorn	2983
		Pizzas d'Annarosa	3002
Gurschus		2885	
Gelbhorndecke	Piz Alv	2858	
	Gelbhorn	3039	
	Piz Tuff	2834	
Flyschdecke	Piz Curvèr	2976	
	Schieferunterlage	Piz Beverin	3002
		Bruschghorn	3044

F. Mineralquellen.

1. Die Quelle von Pignieu-Andeer tritt auf dem Schuttkegel von Pignieu offenbar vom Kontakt zwischen Rofnagneis und Schiefer heraus. Die Quelle liefert ein Wasser von folgender Analyse:

Analyse der Mineralquelle von Andeer-Pignieu.

Analytiker: NUSSBERGER und HIS, 1909.

Spezifisches Gewicht: 1.00276 bei 15° C bezogen auf Wasser von 15° C.

Temperatur: 18.3° C.

In 1 kg Mineralwasser sind enthalten:

Kationen:	Gramm	Milli-Mol	Milligramm-Äquivalente
Kalium-Ion (K')	0.00689	0.176	0.176
Natrium-Ion (Na')	0.01267	0.549	0.549
Ammonium-Ion (NH ₄ ')	0.00003	0.002	0.002
Calcium-Ion (Ca'')	0.5747	14.331	28.662
Strontium-Ion (Sr'')	0.01185	0.135	0.271
Magnesium-Ion (Mg'')	0.0587	2.4105	4.821
Ferro-Ion (Fe'')	0.00249	0.044	0.089
Aluminium-Ion (Al''')	0.00006	0.002	0.007
			<hr/> 34.577

Anionen:	Gramm	Milli-Mol	Milligramm-Äquivalente
Chlor-Ion (Cl')	0.0044	0.124	0.124
Sulfat-Ion (SO ₄ '')	1.4990	15.604	31.209
Hydrokarbonat-Ion (HCO ₃ ')	0.1979	3.244	3.244
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	2.36869	36.6215	34.577
Borsäure (meta) (HBO ₂)	0.00105	0.0238	
Kieselsäure (meta) (H ₂ SiO ₃)	0.0133	0.169	
	<hr/>	<hr/>	
	2.38304	36.8143	
Freies Kohlendioxyd (CO ₂)	0.010	0.228	
	<hr/>	<hr/>	
	2.39	37.0423	

Das Mineralwasser entspricht somit in seiner Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in 1 kg enthält:

	Gramm
Chlorkalium (KCl)	0.0091
Schwefelsaures Kalium (K ₂ SO ₄)	0.00465
» Natrium (Na ₂ SO ₄)	0.0391
Chlorammonium (NH ₄ Cl)	0.00009
Schwefelsaures Calcium (CaSO ₄)	1.9514
» Magnesium (MgSO ₄)	0.1166
Doppeltkohlen-saures Magnesium [Mg(HCO ₃) ₂]	0.2109
» Strontium [Sr(HCO ₃) ₂]	0.02835
» Eisenoxydul [Fe(HCO ₃) ₂]	0.0079
Schwefelsaures Aluminium [Al ₂ (SO ₄) ₃]	0.00038
Borsäure (meta) (HBO ₂) (HBO ₂)	0.00105
Kieselsäure (meta) (H ₂ SiO ₃) (H ₂ SiO ₃)	0.0133
	<hr/>
	2.3828
Freies Kohlendioxyd (CO ₂)	0.01
	<hr/>
	2.39

Die Radioaktivität des Mineralwassers beträgt 0.5 M. E.

2. Auf Alp Annarosa treten aus Rauhwanke an der Basis der Gelbhorndecke bei Il Bogn (Bad) eine Anzahl stark eisenhaltiger Quellen hervor. Der Name weist darauf hin, dass diese Quellen früher bekannt waren und wohl auch benützt wurden. Sie lagen am römischen und mittelalterlichen Saumweg, der vom Rheinwald via Sufers-Lai da Vons-Promischur-Alp Annarosa-Summapunt (nördlich von Lohn) nach Thusis führte.

G. Erzlagerstätten.

In verschiedenen tektonischen Einheiten des Schams finden sich Erzlagerstätten verschiedener Art, nämlich

1. Eisen- und Manganerz-lagerstätten des Val Ferrera und Surettatales in der Rofnagneismasse der Surettadecke und in der Weissbergzone;
2. Silberfahlerz-lagerstätten von Gruaba (Ursera), nördlich von Ausserferrera in der Rofnagneismasse;
3. silberhaltige Bleiglanz-lagerstätten von Alp Taspin in der Gelbhorndecke;
4. silber- (und gold-?) haltige Kupferkies-vorkommen des Val di Lei in den Casannaschiefern der Surettadecke.

Von diesen Lagerstätten sind die wichtigsten die Eisen- und Manganerzlager des Val Ferrera, die in neuerer Zeit von ARNOLD HEIM (31, Literatur über die Erzlagerstätten) und vom Verfasser (30) geologisch untersucht worden sind. Es möge hier eine kurze Zusammenfassung der Geologie dieser Erzvorkommen folgen; sie ist zum Teil wörtlich der eben zitierten Arbeit des Verfassers entnommen, ebenso die nachfolgenden Figuren.

I. Die Eisen- und Manganerzlagerstätten.

Die Eisen-Manganerzlagerstätten gehören zu zwei Gruppen, je nachdem sie im Rofnagneis oder in der Trias liegen.

Bemerkenswert ist es, dass im Ferreratal die Lagerstätten im Gneis auf den Lappen des Piz Grisch beschränkt sind. — Die an den Kalk gebundenen Lagerstätten liegen in der Decktrias des Gneislappens des Piz Grisch (vgl. Profil VI der Profiltafel, Spezialkarte 114 B), finden sich aber auch in der tektonisch höheren Gurschus-Averser Weissbergzone, im Piz Alv und Schmorrasgrat.

Ein weiteres Vorkommen findet sich in den Marmoren der Danatzalp südlich von Splügen.

a) Lagerstätten im Gneis.

1. Sutt Foina.

Südlich der Alp Sutt Foina ob Ausserferrera findet sich zwischen 2110 und 2160 m ü. M. eine Gruppe von Siderit-Lagerstätten, die auf einem alten Knappenweg von den Alphütten aus erreichbar sind. Sie liegen flözartig in der Gneisplatte, die sich auf das Nordende der Triastafel von Fianell (nördlich des Piz Mazza) legt. — Der Erzkörper schwillt stellenweise bis 8 m an und stellt ein mehr wulstartiges, diskordantes Gebilde dar.

Der Erzkörper hat den Charakter einer epigenetischen Lagerstätte.

Das Erz ist durchweg Siderit, mehr oder weniger reichlich mit Quarz vermenget.

Die Erzstufen bilden ein feinkörniges, kristallines Gemenge von brauner bis gelblichweisser Farbe. Sekundäres Brauneisen imprägniert die ganze Masse oder bildet dicke Krusten.

Abbau: Im Westen (2130 m) tritt das Lager direkt an die Oberfläche und wurde auf 60 m Länge ausgebeutet. Gutes Erz enthält bis 33 % Fe.

Im Osten (2160 m) hat der Ausbiss eine mittlere Mächtigkeit von 2 bis 4 m und wurde auf 100 m Länge mittels eines Schlitzes von 6 bis 10 m Tiefe und 2 bis 4 m Breite von oben angeschürft und abgebaut. Am Ostende, wo das Lager auf 8 m Mächtigkeit anschwillt, begann man mit dem Vortrieb eines Stollens.

2. San Martin-Mutalla.

Eine zweite vererzte Zone liegt im Rofnagneis auf der linken Rheinseite nördlich des Triaszuges von San Martin, etwa 80 m über der Gneis-Triasgrenze. Sie lässt sich verfolgen vom Rhein ausserhalb der Eisenschmelze gegen Südwesten über San Martin-Mutalla bis auf 2530 m ü. M. oberhalb des kleinen Sees von Mutalla sura.

Wiederum sind die Mächtigkeiten des Erzes recht verschiedene, im Mittel 1 bis 2 m, im Maximum 4 bis 5 m, und die Gestalt des Erzkörpers ist eine sehr unregelmässige. Die Erzführung der Zone ist im Ausbiss oft gänzlich unterbrochen.

Als Erze treffen wir sowohl Siderit wie Hämatit. In den Abbauen von San Martin findet sich hie und da Pyrit; auf Mutalla wurden im Hämatit Rhodonit und ein wenig Manganerz beobachtet. Eigentümliche, für die genetische Deutung der Lagerstätten bedeutungsvolle, skarnartige Mineralaggregate begleiten das Erz oft nesterartig, oft auch salbandartig.

Diese bestehen vorwiegend aus Quarz, Glimmer und Pyroxen, wobei das eine oder andere Mineral überhand nehmen kann.

Durchaus neuartig ist das Auftreten eines Pyroxens, der ein hellgrünes, monoklines Mineral darstellt, das chemisch und optisch dem Aegirin am nächsten steht (30, Literatur Erzlagerstätten). Das Mineral ist noch nicht vollständig diagnostiziert.

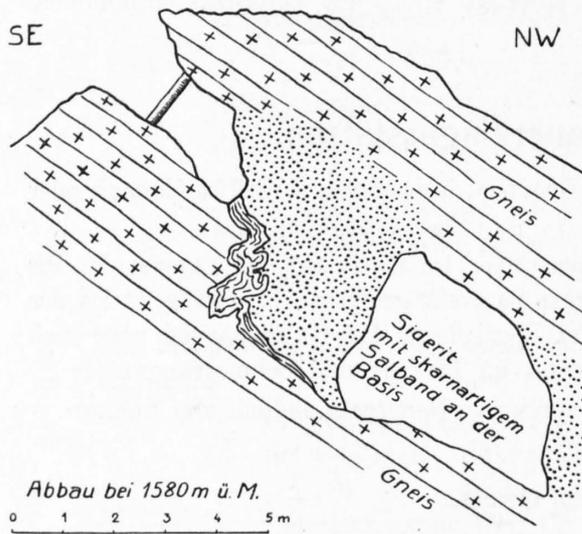


Fig. 1. Sideritlager San Martin.

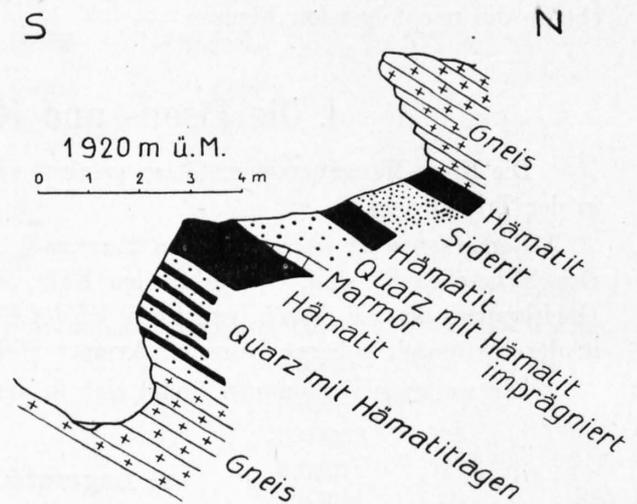


Fig. 2. Erzausbiss Mutalla.

Abbau: Überall, wo die Ausbisse nicht unter Schutt liegen und einigermaßen verwertbares Erz zeigen, haben die Alten mit tonlängigen Schlitzen ausgebeutet. Die höchsten Schürfungen finden sich bei 2400 m, die Reste der obersten Knappenhäuser auf 2300 m.

Die Erze wurden unten am Rhein verhüttet. Davon zeugen noch die Ruinen der Aufbereitungsanlage sowie zweier am Rheinufer gelegenen, zerfallenen Öfen.

Der bedeutendste Abbau, der von San Martin, ist ein 150 m langer, 8 bis 12 m tiefer tonlängiger Schlitz zwischen 1560 und 1590 m ü. M.

In den auch auf der Siegfriedkarte eingetragenen Eisengruben von Mutalla sura bei 2100 m ü. M. wurde hauptsächlich gutes Hämatiterz von über 60 % Fe bei einer Mächtigkeit von 1 bis 1,5 m gewonnen. Die hochwertigen Hämatiterze haben ein spezifisches Gewicht von 3,7 bis 3,8.

Weiter oben befindet sich noch ein weiteres Dutzend alter Abbaustellen, Pingen und Schlitze, in denen Siderit und Hämatit bis zu 1 m Mächtigkeit ausgebeutet wurden.

3. Val Sterla.

Auf der rechten Seite des mittlern Val Sterla, auf 2050 m ü. M., findet sich ein weiteres kleines Sideritlager mitten im Gneis. Es ist von der oberen Hütte von Samada sura (1934 m) aus auf einem alten Knappenweg zugänglich. Der Ausbiss ist zirka 200 m lang, die vererzte Zone 2 bis 2,5 m mächtig. Das Streichen ist N 66° W, das Fallen 27° NNE.

4. Samada.

Auf der rechten Seite des Val Ferrera, nördlich Innerferrera, 290 m über der Talsohle, befindet sich am Wege nach der Alp Samada bei 1720 m ü. M. das Sideritlager von Samada. Es liegt am Kontakt von Gneis und Trias.

Der Ausbiss hat eine Länge von etwa 15 m und eine maximale Mächtigkeit von 5 m. Rechts und links fingert das Erz im Gneis aus.

Wie bei den übrigen Erzlagern im Gneis besteht der Erzinhalt auch hier hauptsächlich aus Siderit mit Quarz als Begleitmineral. Es wurde darin auch ein geringer Mn-Gehalt nachgewiesen.

An der Grenze gegen den Kalk liegt an der Basis des Hauptlagers eine bis 80 cm mächtige, diskordant am Marmor absetzende und mit diesem verfingernde, skarnartige Erz- bildung. Sie besteht hauptsächlich aus Magnetit und Hämatit neben Quarz und grünem Pyroxen.

Der Abbau des Hauptlagers von Samada geschah mittels einer tonlängigen Pinge auf etwa 15 m Breite. Im ganzen handelt es sich hier wiederum um ein Erzvorkommen von sehr beschränkter Ausdehnung.

5. Surettatal.

Im Surettatal setzen die Siderite in der Nähe der Trias- grenze im Gneis des Seehorns auf und wurden auf etwa 2350 m im Nordostgrat des Seehorns mittels eines Stollens abgebaut. Die Erze wurden in der Sufner Schmelze verhüttet.

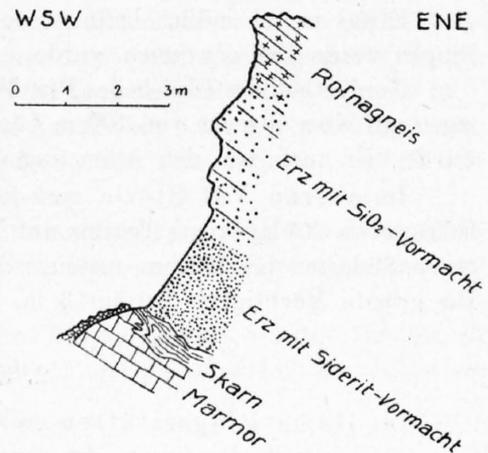


Fig. 3. Sideritlager Samada. 1720 m ü. M.

b) Lagerstätten in der Trias.

In diesem Abschnitt sind diejenigen untereinander analogen Lagerstätten, die in den Gesteinen der Trias oder auf Überschiebungsflächen zwischen Triasserien aufsetzen, zusammengefasst.

Ihr Inhalt besteht aus oxydischen Erzen, Hämatit einerseits, Hausmannit andererseits. Siderit kommt hier nicht vor.

1. Fianell-Piz Mazza-Oberes Val Sterla.

In der zwischen dem Gneis des Piz Grisch und der Alp Samada eingeklemmten, im südlichen Teil stark verfalteten Trias von Fianell-Piz Mazza-Oberes Val Sterla befinden sich die bedeutendsten Hämatitlagerstätten des Val Ferrera. Spuren der Vererzung sind in der betreffenden Zone häufig, hie und da tritt aber das Erz in grösserer Menge als linsenartige, seltener schichtige Einlagerung auf.

Das wichtigste Erz ist der Hämatit, der aber stets einen bedeutenden Gehalt an Quarz aufweist, wodurch die Qualität des Erzes grösstenteils ungünstig beeinflusst wird. Der Eisengehalt des guten Erzes steigt dann gewöhnlich nur wenig über 40 %.

In geringem Masse findet sich auch Manganerz, teils als Rhodonit, teils als Hausmannit mit über 30 % Mangan.

An den Enden fingen die Erzausbisse gewöhnlich in den Marmor aus, wobei schliesslich spärliche schwarze Schmitzen noch die seitliche Fortsetzung des Flözes bilden. Sie zeigen einen eigentümlichen, skarnartigen Mineralbestand, nämlich ein Gemisch von Hämatit und einer dünnstengeligen, schwarzen, oft strahlig angeordneten riebeckitartigen Na-Hornblende. Letztere findet sich auch einzeln in den an die Hämatit-Hornblendeschmitzen angrenzenden Gesteinspartien.

Das Vorkommen von Na-Hornblende, deren Entstehung zweifellos mit der Erzbildung zusammenhängt, beweist also, dass auch hier wie in den Lagerstätten im Gneis bei der Bildung des Erzes neben dem Eisen und Mangan ein gewisser Na-Gehalt eine Rolle spielte. Es fehlt daher auch der ägrinartige Na-Pyroxen, den wir aus den Lagerstätten des Gneis kennen, in denen des Kalkes nicht. Er findet sich beispielsweise an der Basis des östlichen Flözes von Fianell in einem mürben, braunen Gestein.

Abbau: Die wichtigsten Lagerstätten von Fianell-Piz Mazza finden sich im nördlichen Teil des Reviers auf der nach Nordwesten abfallenden Kalkdolomitplatte von Fianell nördlich des Piz Mazza. Der östliche Ausbiss liegt auf einer Höhe von 2300 m ü. M., hat eine Länge von etwa 200 m und in seinem nördlichen Teil eine maximale Mächtigkeit von 9 m. Ein zweiter, zirka 500 m langer Zug von Ausbissen findet sich auf der westlichen Hälfte der Triastafel von Fianell. Beschaffenheit und Erzinhalt der Lagerstätte sind dieselben wie bei dem östlicheren Flöz. Diese Lagerstätten- gruppe wurde an vielen Stellen ausgebeutet. Nur an einer einzigen Stelle hat das Erzflöz eine Dicke von etwa 6 m auf 40 m Länge. Es wurden im ganzen ungefähr 1000 t abgebaut.

Etwas weiter südlich befindet sich ein Flöz auf 2480 m mit 1—1,5 m Mächtigkeit, wo in drei Pingen wenig Erz gewonnen wurde.

Nordöstlich des Gipfels des Piz Mazza, auf 2760 m bis 2800 m, finden sich im Rötidolomit Erzlagen auf einer Strecke von 100 m Länge. Die Mächtigkeit beträgt an einer Stelle 1,5 m. Das Flöz wurde hier auch von den Alten angeschürft.

Im oberen Val Sterla, auf der linken Tobelseite, liegt im Marmor ein nicht leicht zugängliches, etwa 200 m langes Erzflöz mit Manganerznestern, dessen Ausbiss aus dem Tobel von 2410 m gegen Südosten bis 2520 m ansteigt, dort umbiegt und dann nordwärts wieder auf 2510 m abfällt. Die grösste Mächtigkeit beträgt 3 m.

2. Schmorrasgrat (Piz Alv).

Die Hämatitlagerstätten des Schmorrasgrates westlich der Alp Schmorras liegen teils auf, teils schon jenseits der Grenze der Landschaft Schams auf dem Boden des Oberhalbsteins. Der dreiteilige Grat bildet das tektonische Bindeglied zwischen Averser Weissberg und Gurschus.

Das Erz ist im allgemeinen bedeutend besser als dasjenige von Fianell und enthält bis 60 % Fe.

Im südlichen Gratstück mit dem Piz Alv ist die obere Trias (graue schieferige Kalke, Marmore und Dolomite) zirka 600 m nordöstlich des Gipfels bei 2700 m ü. M. auf eine Länge von etwa 100 m und mit einer Mächtigkeit von zirka 20 m eisenschüssig. An wenigen Stellen ist das Roteisen flözartig zu kompakterem Erz verdichtet und wurde abgebaut. Das eine Flöz von zirka 20 m Länge hat im Maximum 2 m Mächtigkeit im Ausbiss.

Eine etwas tiefere Dolomitbank ist auf 100 m Länge stark eisenschüssig und an vier Stellen angehauen. Auch hier finden wir wiederum die von Fianell bekannten Hämatit-Hornblendekarne.

Ungefähr 200 m nordöstlich zieht durch ein Tälchen von Osten herauf ein Rauhwackezug, der an der Basis eines überschobenen, nördlich davon gelegenen Triasstückes liegt. Sowohl die Rauhwacke wie der hangende Kalk sind eisenschüssig und führen an einigen Stellen hochwertiges Eisenerz.

Ähnlich, jedoch reichlicher, ist die Hämatitführung im mittleren, 750 m langen Stück des Schmorrasgrates. Ein ziemlich konstantes, eisenschüssiges Niveau, das ringsum in die Luft ausstreicht, enthält bis 0,5 m mächtige kompaktere Erzflöze, die auf dem Rücken des Grates oft an der Oberfläche liegen und an mehreren Stellen ausgebeutet wurden. Im Norden, 2590 bis 2610 m ü. M., haben die Abbaue eine Länge von 120 m, auf der Gratmitte, 2620 m, eine solche von zirka 50 m.

Auch im nördlichen Gratstück mit P. 2726 führt der Triaskalk am Gipfel ein Erzlager, das ebenfalls abgebaut wurde.

Zu erwähnen ist noch, dass die Marmore des Piz Alv in dessen Nordwand Bleiglanz führen.

3. Starlera.

Westlich des Piz Starlera befindet sich auf 2400 m ü. M. und 1000 m über der Talsohle ein Lagerstättenzug von ganz eigenartiger tektonischer Stellung. Er liegt über dem südwärts geschlossenen Gneiskern des geschleppten Piz Grisch-Lappens auf einer Überschiebungsfläche innerhalb des Triasmantels des Gneises. Auf dieser Überschiebungsfläche finden wir einerseits stark verknetete Ton- und Kalkschiefer (Bündnerschiefer), Marmore und Rofnagneismylonite, andererseits Erz, das längs der ganzen Überschiebungsfläche deutlich an Marmor gebunden vorkommt und an einer Stelle zu grösserer Mächtigkeit anschwillt, im sogenannten Erzlager von Starlera.

Die Mylonite, die besonders schön im Hangenden und Liegenden dieses Erzlagers auftreten, und die bei oberflächlicher Betrachtung noch einen stark verkneteten Gneis vortäuschen, erweisen sich unter dem Mikroskop fast ausschliesslich aus Calcit und Talk bestehend, und nur noch einzelne Partien von weniger stark angegriffenem Gneisgefüge verraten, dass das Gestein einen mylonitisierten Rofnagneis darstellt. Zu diesen, tektonisch äusserst stark mitgenommenen Myloniten steht in seltsamem Gegensatz das Erzlager, das nur geringe tektonische Beanspruchung zeigt, ein Beweis, dass es den Überschiebungsprozess kaum mitgemacht haben, sondern erst nachträglich auf der Überschiebungsfläche selbst entstanden sein kann.

Dieses Erzlager von Starlera bildet einen linsenförmigen Erzkörper von zirka 20 m Breite und 8 m Dicke im Ausbiss. Gegen das Innere der Grube nehmen Breite und Mächtigkeit des Hauptlagers zu. Gegenwärtig beträgt die letztere vor Ort — 30 m vom Eingang entfernt — zirka 10 m.

Über minderwertigen Erzgesteinen an der Basis folgt am Ausbiss ein 3 bis 4 m mächtiges, vorzügliches Roteisenerz mit gegen 60 % Fe. Hochwertiges Manganerz (Hausmannit), dessen Mn-Gehalt bis zu 55 % anwächst, findet sich in Nestern im Eisenerz.

Skarnartige Bildungen finden sich auch im Lager von Starlera, als Pyroxen-Hämatit-Magnetitfelse, wie wir sie aus den Erzlagern im Gneis bereits kennen, dann auch als Granatgesteine mit Mn-reichem braunem Granat.

An Stellen, wo Dislokationsmetamorphose und Kataklyse besonders stark wirkten, finden wir oft braunen Glimmer, der im Dünnschliff ebenfalls braun erscheint und pleochroitisch ist. Es ist ein

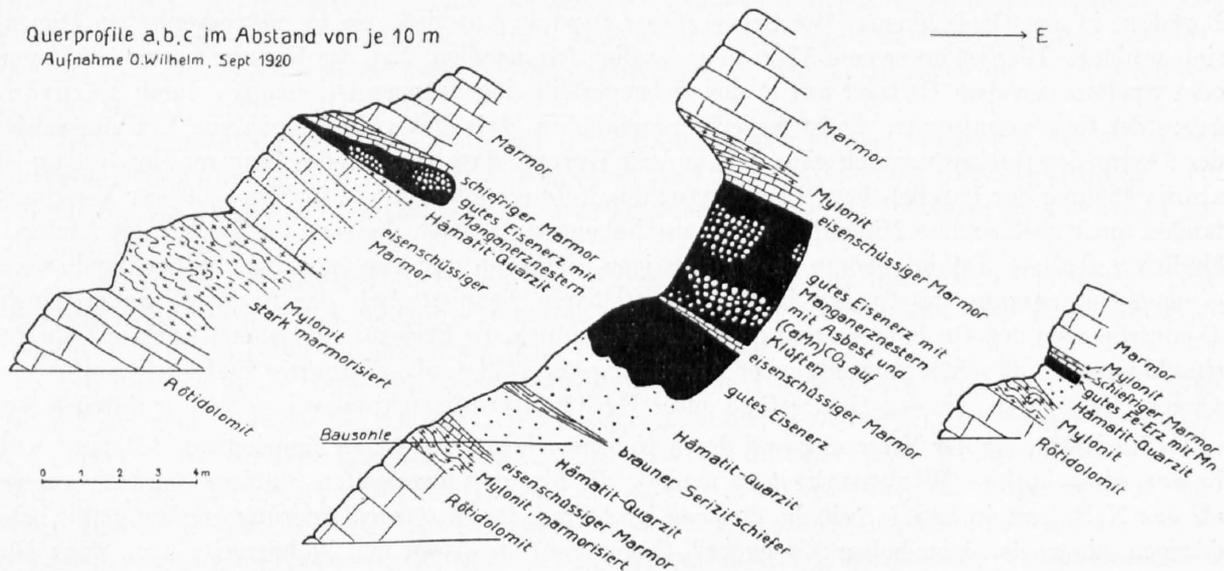


Fig. 4. Eisen-Manganerzlager von Starlera, 2420 m ü. M.

Mn-haltiger Glimmer, der bereits aus den Manganlagerstätten des Oberhalbsteins bekannt ist und von F. P. MÜLLER beschrieben wurde (Zentralblatt für Min. usw., Jahrg. 1916, S. 459).

Abbau: Die Alten bauten die Lagerstätte auf Eisen ab. Es dürften wohl über 1000 t Erz gefördert worden sein. Eine Menge Abraum, zum grossen Teil aus Manganerz bestehend, liegt jetzt noch in der Grube, jahraus, jahrein in Eis gehüllt. Nach der Entdeckung des vorzüglichen Manganerzes durch J. MARKWALDER im Jahre 1917 wurde der Abbau von ihm wieder aufgenommen, eine Seilbahn erbaut und bis 1920 zirka 500 t Erz zu Tal transportiert. Von Hand schied man daraus zirka 100 t Mn-reiches Erz zu 30 bis 40 % Mangan, welches ausgeführt wurde. — Für das Eisenerz hatte sich wegen der hohen Transportkosten kein Absatz gefunden. Im Herbst 1920 wurde der Abbau wieder eingestellt.

4. Bergwiesen.

Beim Aufstieg aus den Bergwiesen zur Mine Starlera setzt bei 2250 m ü. M. zwischen Marmor und Gneis Quarzit ein. Gehen wir diesem nach, so stossen wir bei 2260 m an der Grenze von Quarzit (oben) und Marmor (unten) auf einen Erzausbiss, der etwa 80 m lang ist. Der Quarzit ist mit Hämatit imprägniert, letzterer reichert sich an der Basis zu einer kompakten, doch quarzreichen Roteisenerzbank an, die bei 2280 m eine Dicke von etwa 1,5 m besitzt. Die Imprägnation mit Erz greift stellenweise auch auf den Marmor über. Bei 2260 m und 2280 m wurde von den Alten das Erz allerdings nur in geringem Masse ausgebeutet.

Den Kontakt von Quarzit und Marmor weiter nach Osten verfolgend, stossen wir noch auf mehrere kleinere Erzausbisse, zuletzt bei 2430 m unmittelbar an der Umbiegung des Quarzits in den flachen hangenden Schenkel der Gneisstirne.

5. Danatzalp (südlich Splügen).

Spuren von Eisen- und Manganerz, begleitet von Rhodonit, wurden auch im Schutt der Marmore der Danatzalp gefunden. Der Erzausbiss ist nicht bekannt, wohl von Gehängeschutt verhüllt. Es ist anzunehmen, dass es sich um eine geringe Einlagerung von Erz im Marmor handelt.

c) Zur Entstehung der Erzlager.

Die genauere Untersuchung ergibt, dass die Erzlager des Schams in übereinstimmender Weise epigenetischer Natur sind.

Die Sideritlager im Gneis z. B., die bei flüchtiger Betrachtung konkordant in demselben zu liegen scheinen, verraten bei plötzlichen Anschwellungen ihre Diskordanz; sie senden apophysenartige Fortsätze in den Gneis hinein. Die Grösse dieser «Apophysen» sinkt bis zu mikroskopischen Dimensionen hinab. Hier ist unter dem Mikroskop deutlich festzustellen, dass das Erz nicht etwa auf Rissen oder Spalten von dem Erzlager aus in das Nebengestein eingedrungen ist, sondern durch Verdrängung der Gesteinssubstanz. Es ist ferner hervorzuheben, dass dieses Eindringen von Erz ungeachtet der Textur des Gneises vor sich ging, mit andern Worten, dass es zweifellos jüngerer Entstehung ist als die Bildung der Parallel- bzw. Flasertextur des Nebengesteins. Hand in Hand mit der Vererzung fanden auch noch andere Mineralisationen am Nebengestein statt, die sich zur Textur des letzteren ähnlich verhalten. Dahin gehören die skarnartigen Bildungen und eine häufig zu beobachtende weitgehende Verquarzung des Gneises in der unmittelbaren Nachbarschaft der Erzlager, wobei feinste Quarztrümchen den Gneis kreuz und quer durchsetzen und die Feldspäte auffallend stark mit Quarzeinschlüssen in oft schön konzentrischer Anordnung angefüllt sind. Eigenartig sind auch Nester von Quarz-Albitgefügen, die das Gneisgefüge unter vollständiger Missachtung seiner Textur durchsetzen.

Zur Erklärung der Vererzung und deren Nebenerscheinungen ist an eindringende Lösung von hoher chemischer Wirksamkeit zu denken, die hier in einem späten Stadium der Lithogenese, als das Nebengestein bereits beinahe den heutigen Grad der Metamorphosierung erreicht hatte, eindringen, einerseits einen hohen Eisengehalt (Vererzung) aufwies und andererseits u. a. auch Na, eventuell SiO_2 (Albitisierung, Verquarzung) gelöst enthielten. Mit dem Nebengestein eingegangene Reaktionen führten zu den typischen skarnartigen Bildungen, die sich ebenfalls durch einen gewissen Na-Gehalt auszeichnen (aegirinartiger Pyroxen).

Immerhin ist zu bemerken, dass sich diese Lösungen bei ihrer Zirkulation womöglich auf präexistierenden, eventuell tektonisch noch beanspruchten Diskontinuitätsflächen bewegten, und so finden wir denn heute die meisten Erzlager im Gneis an die Nachbarschaft von Überschiebungsflächen bzw. an die peripheren Teile des Gneises gebunden. Der Lagerstättenzug von San Martin-Mutalla liegt zudem noch in einer stark geschieferten Zone von Augengneisen, die in starkem Gegensatz stehen zu den tektonisch anscheinend kaum beanspruchten Erzkörpern. Das Gestein hat dort stellenweise eine völlige Umlagerung in ein kristallisationsschiefriges, lagentexturiertes Gefüge von Quarz und grünem, muskovitischem Glimmer erfahren; nur noch spärliche, weniger veränderte Partien weisen darauf hin, dass dieser Glimmerschiefer aus dem Rofnagneis entstanden ist. Die Erzbildung und die sie begleitende übrige Mineralisation erweist sich auch hier jünger, stellenweise höchstens gleichaltrig wie die dislokationsmetamorphe Umwandlung des Nebengesteins, ein Beweis dafür, dass die Vererzung der Rofnagneise überhaupt den jüngsten Prozess darstellt, der diese Gesteine in irgendeiner Weise verändert hat.

Ähnlicher Entstehung wie die Eisenlagerstätten im Gneis sind wohl auch diejenigen in der Trias. Das Lager von Starlera liegt auf einer Überschiebung und zeigt gegenüber den tektonisch eingewalzten Myloniten und den stark verknüpten Schiefen nur geringe mechanische Beanspruchung. Es muss daher angenommen werden, dass es durch direkte Vererzung auf der Überschiebung entstanden ist. Die übrigen Erzflöze setzen unvermittelt da und dort in der Trias auf, erreichen oft plötzlich grosse Mächtigkeit und sind an kein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden, so dass eine syngenetische Entstehung schon aus diesen Gründen ziemlich unwahrscheinlich erscheint.

Vielmehr handelt es sich wohl um eine metasomatische Verdrängung des Kalkes bzw. Quarzites (Lager der «Bergwiesen») durch das Erz, verbunden mit den überall angetroffenen skarnartigen Mineralisationen, worin sie auch mit den Eisenerzlagerstätten im Gneis übereinstimmen.

Endlich wird aus den angeführten Gründen die vollständige Analogie der Erzlager von Fianell-Val Sterla und des Schmorrasgrates, die in tektonisch so verschiedenen und faziell einander so fremden Einheiten aufsetzen, verständlich. Die beiden Lagerstättengruppen gehören genetisch zusammen, und es scheint daraus hervorzugehen, dass schon zur Zeit der Entstehung derselben die entsprechenden tektonischen Einheiten einander benachbart waren, d. h. die Entwicklung der Decken schon in einem vorgerückten Stadium war.

Die beobachteten Einwirkungen der erzbringenden Lösungen auf das Nebengestein lassen darauf schliessen, dass diese hydrothormaler Natur waren. Tatsächlich werden ja auch der Siderit sowie die Na-reichen Mineralparagenesen als leitend für epigenetische Lagerstätten hydrothormaler Entstehung betrachtet. Hämatit, Magnetit sowie Na-Pyroxene und Na-Hornblenden können zwischen 300° und 550° ebenfalls auf hydrothermale Wege entstehen (P. NIGGLI, Die leichtflüchtigen Bestandteile des Magma, 1920, S. 211).

Im Zusammenhang mit der Entstehung der Erzlagerstätten bleiben noch viele Fragen zu beantworten: Wann fand die Bildung der Lagerstätten statt? Wo befand sich der Magmaherd, von dem wir die Herkunft der Lösungen abzuleiten haben? Welches waren die Bahnen, auf denen die Lösungen zirkulierten?

Das Alter: Die Erzlagerstätten und die Spuren von Vererzung finden sich im Gneis, in der Trias und in Breccien, die im Schmorrasgrat wohl liassisches Alter haben mögen. Die Entstehung der Erzlager ist also auf alle Fälle jünger als Lias, wohl viel jünger!

Wir haben gesehen, dass die Lagerstättengruppen von Alp Schmorras und Fianell usw. ganz analoger Art sind, trotzdem sie tektonisch verschiedenen Einheiten angehören. Ferner beschränken sich sämtliche Eisenmanganlagerstätten Mittelbündens auf eine engbegrenzte geographische Zone zwischen Alp Tambo in der Tambodecke im Westen und Val Tisch in der Silvrettadecke im Osten, was wohl nicht zufällig so ist. Im Gegenteil, es müsste ein grosser Zufall gewesen sein, wenn alle diese Lagerstätten voneinander unabhängig entstanden wären und erst später durch die Dislokationen in diese eigentümliche Stellung verlagert worden wären.

Viel wahrscheinlicher scheint daher die Annahme, dass die mittelbündischen Eisen-Manganerzlager, die auch im Erzinhalt grosse Analogien aufweisen, einer genetisch zusammenhängenden Erzlagerstättengruppe angehören, die erst in einem weit vorgeschrittenen Stadium der Alpenfaltung entstand. Doch haben die Lagerstätten wohl die letzten Phasen der alpinen Dislokationen mitgemacht, wie die überall wahrzunehmenden Spuren der Kataklyse zeigen. Die tektonische Ursache zur Bildung der Lagerstätten in der betreffenden Zone des alpinen Deckengebäudes ist vorläufig noch nicht bekannt, vielleicht hängt sie mit ältern variszischen Linien der Deckenunterlage zusammen.

Weg und Herkunft der Lösungen: Die intensiven tektonischen Dislokationen haben genügend Diskontinuitäten geschaffen, um die Zirkulation der erzbringenden, hydrothermalen Lösungen zu ermöglichen. Gerade darin liegt vielleicht der Schlüssel zur Erklärung mancher Eigenschaften unserer alpinen Minerallagerstätten, die wohl grossenteils ähnlicher Entstehung sind: Die Druckkomponenten im Orogen der Alpen änderten sich naturgemäss fortwährend in Richtung und Ausmass. Diese Labilität musste sich besonders auf den Überschiebungsflächen bemerkbar machen, wo der Ausgleich der Druckwirkung am leichtesten möglich war. Zirkulierende Wässer waren diesem Kräftespiel ausgesetzt und wurden stets wieder auf neue Bahnen geleitet. Die Folgen davon sehen wir heute: Hydrothermale Lagerstätten sind in den Alpen ungezählt und überall zerstreut, besitzen jedoch durchweg geringe Mächtigkeit. Lagerstätten verschiedenen Erzinhalt sind oft untereinander gewürfelt.

Was den vulkanischen Herd der hydrothermalen Lösungen betrifft, so können wir uns nur auf Vermutungen stützen. Doch es mehren sich die Anzeichen, dass plutonische Tätigkeit bis in junge geologische Zeiten an der Schaffung des heutigen Baues der Alpen beteiligt war (z. B. Bergellermassiv).

Übrige Lagerstätten des Schams.

Die übrigen Lagerstätten des Schams sind noch nicht im Detail studiert, und der Verfasser möchte hier nur wenige, unvollständige Bemerkungen zur Orientierung über die Lage und das geologische Auftreten machen.

II. Die Silber-Fahlerzlagerstätten von Gruaba (Ursera).

Die Lagerstätten liegen innerhalb der Rofnagneismasse und sind auf den Triaszug von Gruaba, der den Rhein zwischen Ausserferrera und der Rofnaschlucht quert, beschränkt. Die Erzvorkommen finden sich auf der linken Rheinseite bei Gruaba, in geringerem Masse auch auf der rechten bei La Hütte. Bei Gruaba besteht die Triaszone aus Rötidolomit und Quarzit und zeigt intensive Verschuppung mit dem Rofnagneis. Nordwestlich von Punkt 1522 ist eine Partie von Trias aufgeschlossen, die als kleine Kuvette diskordant in den Gneis eingepresst ist. Die Erzführung ist hauptsächlich auf den Quarzit beschränkt, doch greift das Erz auch auf die anstossenden Lagen des Rofnagneises über. Das Erz ist unregelmässig im Gestein verteilt; neben Fahlerz findet sich auch spärlicher Pyrit. Die Gesteinsklüfte sind von Malachit und Kupferlasurhäuten bekleidet (durch Oxydation des Fahlerzes entstanden). Dickere Erzadern sind selten, und die Lagerstätten müssen als erzarm und wertlos bezeichnet werden. Der Abbau geschah teilweise im Tagbau, teilweise mittels Galerien, vor allem in der oben erwähnten küvettenartigen Triaspartie, wo der erzführende Quarzit zum Teil von Rötidolomit überlagert ist. Die Minen waren von 1865 bis 1872 in Betrieb (Val Sassam Mines Co.). Das Erz wurde per Seilbahn ins Tal geführt, wo eine Schmelze, deren Ruinen heute noch sichtbar sind, erstellt worden war. Doch soll es nicht gelungen sein, das Erz erfolgreich zu verhütten.

III. Die silberhaltigen Bleiglanzlagerstätten von Taspin.

Diese Erzvorkommen befinden sich bei Punkt 2201 östlich von Alp Cess im Ostschams und sind auf eine Taspinitpartie in der Breccienzone der Gelbhorndecke beschränkt. Das Gestein ist durchsetzt von Adern, Schlieren und Nestern von Schwerspath, womit der Bleiglanz vergesellschaftet ist. Auch diese Lagerstätten sind arm und ohne Aussicht auf profitable Ausbeute. Die Abbaue der letzten Periode in den 60er Jahren durch die Val Sassam Mines Co., Tagbau und kurze Galerien, finden sich südlich, westlich und nördlich von Punkt 2201. Verhüttungsversuche wurden zuerst in der Schmelze unterhalb Ausserferrera gemacht; da aber der Ofen nicht richtig funktionierte, wurde das meiste Erz zur Verhüttung nach dem Ausland transportiert, zirka 20,000 Zentner pro. Jahr nach den Angaben eines Zeitgenossen.

IV. Die silberhaltigen Kupferkiesvorkommen des Val di Lei.

Sie liegen an der Grenze der Eklogit- und Amphibolitmasse, die in den Casannaschiefern bei der Mündung des Val di Lei ins Averstal auftritt. Die alten nur wenigen bekannten Abbaustellen liegen am steilen Westhang des schluchtartigen untern Teils des Val di Lei, nordöstlich vom Punkt 1850 an einer Stelle, deren Zugehörigkeit zur Schweiz oder Italien strittig ist. Der grösste Abbau ist eine tiefe höhlenartige Grube ohne Zeichen von Sprengarbeit und ist wohl sehr alten Datums (Periode der Bergleute von Plurs, vor 1618). Das Erz, ein silberhaltiger Kupferkies, vielleicht auch etwas goldhaltig, findet sich als Impregnation in schiefrigem Amphibolith am Kontakt mit dem Gneis der Casannaschieferserie und ist an verschiedenen Stellen der steilstehenden Schicht angereichert und abgebaut worden. Auch diese Lagerstätte ist infolge ihres sehr geringen Erzinhaltess wertlos.

TEKTONISCHE KARTE DES SCHAMS UND AVERS

nach Aufnahmen von R. STAUB (Avers), O. WILHELM (Schams) und E. OTT (N. E. Ecke)

entworfen von O. WILHELM

