

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 70 (1977)
Heft: 1

Artikel: Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe
Autor: Kupferschmied, Christian
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164613>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 13.01.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 70/1	Seiten 1–58	11 Textfiguren und 6 Tabellen	Basel, März 1977
---------------------	-----------	-------------	----------------------------------	------------------

Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe

Von CHRISTIAN KUPFERSCHMID¹⁾

ABSTRACT

The subject area is located in NW Bünden (Upper Lugnez, Switzerland). All investigated tectonic units consist mainly of Bündnerschiefer of the Adula and Soja nappes and, to a lesser extent, of Triassic sediments, gabbroid-basaltic ophiolites (absent in the Soja nappe) and pre-Triassic gneisses and micaschists. The thick, uniform schists of the Piz Terri – Lunschania Zone, strongly characterized by detritus and a reducing environment (graphitic pigment, pyrite), have been deposited in the quickly subsiding northern portion of the Soja Trough. Limestones, with gryphaeas and crinoids on small depositional swells, were laid down in its slower subsiding southern portion. In post-Sinemurian times a swell consisting of Adula gneisses supplied the clastic material for the present gneissquartzites. This swell separated the Soja Trough in the north from the Adula Trough in the south. No evidence was found for a separation of the Soja Trough from the Mesozoic depositional basin of the Gotthard massif.

The Soja Trough had a width of at most 90–120 km. The sediments in the northern part were probably at least 4 km thick. Biostratigraphically, only Sinemurian is in evidence. The duration of the deposition of the Bündnerschiefer is uncertain.

Triassic sediments of this area were probably deposited under somewhat different conditions than in the Helvetic realm (no chloritoid). The gabbroid-basaltic ophiolites (mostly prasinites) show no thermal primary contacts. Most likely they were intruded into water-saturated sediments, delivering a high supply of sodium (Bündnerschiefer with 60% newly formed albite).

The structures of all tectonic units are characterized primarily by a first order schistosity, s_1 , subparallel to ss , and a third order folding, B_3 . B_3 generated the present major structures.

The minerals are mostly of alpidic origin: chloritoid, stilpnomelane, paragonite, biotite, chlorite, microcline, albite, oligoclase (-andesine), epidote, actinolite, blue green hornblende, sphene, rutile, etc. The investigated area has been subjected to low to high Greenschist facies, i.e. Chloritoid zone (NIGGLI et al. 1965). Stilpnomelane has been found 15 km closer to the interior of the Alps than formerly reported. Characteristic mineral compositions indicate a slight increase of metamorphism from tectonically higher units (Adula nappe) towards tectonically lower lying units (Soja nappe). Laterally, over a distance of 5 km in a NE–SW direction, no change in the degree of metamorphism could be found. The metamorphic crystallization definitely occurred during several phases and was partially related to tectonic movements, although it continued longer than these and was associated with ion-diffusion in the dm and m realm.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Arbeitsgebiet liegt in NW-Bünden (oberes Lugnez) und bedeckt eine Fläche von ungefähr 12 km². Die untersuchten und kartierten tektonischen Einheiten (2. Kapitel) bestehen zur Hauptsache aus Bündnerschiefern der Adula- und Soja-Decke, untergeordnet aus Trias, gabbroid-basaltischen Ophiolithen (in der Soja-Decke nicht auftretend) und prätriasischen Gneisen.

Im 3. Kapitel wird versucht, die Strukturen der Soja-Decke (= Zone Piz Terri – Lunschania) abzuwickeln und ihre Ablagerungsverhältnisse räumlich und zeitlich zu rekonstruieren: Die mächtigen,

¹⁾ Chutzenstrasse 49, CH-3007 Bern.

monotonen Terri-Schiefer (stark detritisch beeinflusst, mit viel graphitischem Pigment und Pyrit) sedimentierten im rasch absinkenden N-Teil des Soja-Troges, Gryphäen- und Crinoidenmarmore (Sinémurien, Kalkpräzipitation auf kleinen Schwellen) hingegen in seinem langsam subsidierenden S-Teil. Eine Schwelle aus Adula-Kristallin lieferte post-sinemurisch das klastische Material der heutigen Gneisquarzite; sie trennte den Soja-Trog im Norden vom Adula-Trog im Süden. Andererseits wurden keine Evidenzen gefunden, welche eine Trennung des Soja-Troges vom Ablagerungsbereich des gotthardmassivischen Mesozoikums beweisen. Der Soja-Trog besass eine maximale Breite (N-S) von 90 bis 120 km, die Sedimente im N-Teil waren wahrscheinlich mindestens 4 km mächtig. Biostratigraphisch ist nur Sinémurien nachgewiesen, die Dauer der Bündnerschiefer-Sedimentation kann nicht angegeben werden.

Im 4. Kapitel beschreiben wir die Gesteinstypen summarisch. Die Trias unseres Raumes wurde wahrscheinlich unter etwas anderen Sedimentationsverhältnissen als im Helvetikum abgelagert (kein Chloritoid). Die gabbroid-basaltischen Ophiolithe (meist Prasinite) zeigen nirgends thermische Primärkontakte, sind aber wahrscheinlich während einer Frühphase der alpidischen Orogenese (? Dilatation) in wassergesättigte Sedimente teils intrusiv (Gabbro-Reliktstruktur), teils extrusiv eingedrungen (Tuff, fragliche Pillows); Na-Zufuhr in die Sedimente muss stattgefunden haben (Bündnerschiefer mit 60% neugebildetem Albit).

Die Strukturen aller tektonischen Elemente sind hauptsächlich durch eine erste Schieferung s_1 und eine dritte Faltung B_3 geprägt; s_1 ist wahrscheinlich mit grossräumigen, gleitbrettartigen Überschiebungen verknüpft, B_3 erzeugte die heutigen Großstrukturen (Einwicklung der Grava-Serie um den Aul-Lappen; Einmündung der Grava-Serie, hier als Lugnezer Schiefer bezeichnet, vor der Stirn der Soja-Elemente; Umbiegung des Aul-Lappens, Antiklinal- und Synklinalstrukturen der Zone Piz Terri - Lunschania).

Die Mineralien (6. Kapitel) sind meistens alpidische Neubildungen: Chloritoid, Stilpnomelan, Paragonit, Biotit, Chlorit, Mikroklin, Albit, Oligoklas (-Andesin), Epidot, Aktinolith, blaugrüne Hornblende, Titanit, Rutil u.a. Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich der niedrig- bis höchstgradigen Grünschieferfazies bzw. Chloritoid-Zone (nach NIGGLI et al. 1965). Wir fanden Stilpnomelan 15 km alpeninterner als die nächsten bekannten Fundorte. Jeweils signifikante Mineralparagenesen (Stilpnomelan + Muskovit bzw. Chloritoid + Biotit) zeigen eine leichte Zunahme der Metamorphose von tektonisch höher zu tektonisch tiefer liegenden Einheiten (Adula- bzw. Soja-Decke). Lateral konnten auf eine Distanz von 5 km in NE-SW-Richtung keine Änderungen im Metamorphosegrad festgestellt werden. Die metamorphe Überprägung erfolgte sicher mehrphasig und z.T. verbunden mit tektonischen Bewegungen, wobei sie letztere überdauerte (synkinematisch gedrehte Albite bzw. getemperte Gefüge); sie war mit Stoffwanderungen im dm- bis m-Bereich verbunden.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	3
1. Einleitung, Übersicht und Problemstellung	4
1.1 Allgemeines	4
1.2 Geographische Übersicht und angrenzende Arbeitsgebiete	4
1.3 Geologisch-tektonische Übersicht	6
1.4 Problemstellung	6
1.5 Methodisches	8
1.6 Hinweise zur Nomenklatur	9
2. Bau der einzelnen tektonischen Einheiten	10
2.1 Die tektonischen Einheiten der Adula-Decke	10
2.2 Die tektonischen Einheiten der Soja-Decke (= Zone Piz Terri - Lunschania)	14
3. Versuch einer Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Ablagerungsverhältnisse der Zone Piz Terri - Lunschania	19
3.1 Stratigraphie und tektonische Grundlagen	19
3.2 Rekonstruktion der Ablagerungsräume	20
4. Beschreibung der Gesteinstypen und ihrer Lagerungsverhältnisse	25
4.1 Einleitung und Nomenklatur	25
4.2 Prätriasische Gesteine	26

4.3 Trias	27
4.4 Bündnerschiefer	29
4.5 Ophiolithe und Mischgesteine	33
5. Tektonik	38
5.1 Allgemeines	38
5.2 Gefüge und Interpretation	38
5.3 Entwicklung der heutigen Großstrukturen	41
6. Mineralogie und Metamorphose	44
6.1 Allgemeines	44
6.2 Mineralien	44
6.3 Metamorphose	48
6.4 Hinweise auf das Korngefüge der Bündnerschiefer vor der Metamorphose	56
Literaturverzeichnis	56

VERZEICHNIS DER TABELLEN UND TEXTFIGUREN

Tab. 1a	Quantitative mineralogische Zusammensetzung der triasischen und prätriaschen Gesteine	28
Tab. 1b	Quantitative mineralogische Zusammensetzung der Bündnerschiefer	30
Tab. 1c	Quantitative mineralogische Zusammensetzung der Ophiolithe und Mischgesteine ...	34
Tab. 2a	Paragonit und Chloritoid führende Mineralparagenesen; vorwiegend Bündnerschiefer und Trias	49
Tab. 2b	Mineralparagenesen mit Kalifeldspat, Stilpnomelan, Aktinolith und blaugrüner Hornblende; vorwiegend prätriasische Gneise, mesozoische Gneisquarzite und Ophiolithe ..	50
Tab. 2c	Biotit und Epidot führende Mineralparagenesen; vorwiegend prätriasische Gneise, mesozoische Ophiolithe und Trias	51
Fig. 1	Tektonische Übersichtskarte	5
Fig. 2	Geologisch-tektonische Karte des Untersuchungsgebietes	7
Fig. 3	Verfalteter weisser Marmor am Faltschönhorn	12
Fig. 4	Antiklinale Umbiegung am Piz da Ruinas Neras	16
Fig. 5	Schematische stratigraphische Normalprofile der tektonischen Untereinheiten der Zone Piz Terri - Lunschania	21
Fig. 6	Schema der Entwicklung des Ablagerungsraumes der Zone Piz Terri - Lunschania ...	24
Fig. 7	Gebänderter Prasinit	35
Fig. 8	Tektonischer Ophiolith-Kontakt	36
Fig. 9	Übersichtsprofil vom Lugnez ins Valsertal	39
Fig. 10	Gefügediagramm	40
Fig. 11	Schema der Entwicklung der heutigen Großstrukturen	43

VORWORT

Im Sommer 1969 begann ich auf Anregung von Herrn Professor Nabholz mit der Feldarbeit für die Dissertation. Im Rahmen einer Diplomarbeit (unveröffentlicht, hinterlegt am Geologischen Institut Bern) wurden 1971 erste Ergebnisse schriftlich niedergelegt. Die vorliegende Dissertation stellt eine Kurzfassung dar. Weitere Resultate und ausführliche Beschreibungen sind in einem unpublizierten Annex zusammengestellt (hinterlegt im Geologischen Institut Bern, in der Stadtbibliothek Bern und in der Schweizerischen Landesbibliothek); Handstück- und Dünnschliffsammlung (mit Beschreibung) sowie die Originalkartierung im Maßstab 1:10000 sind am Geologischen Institut Bern deponiert.

Ich danke Herrn Professor Nabholz für die Leitung der Arbeit, für viele fruchtbare Diskussionen und die unermüdliche Mithilfe bei auftretenden Problemen.

Albert Uhr, meinem Gebietsnachbarn im SW, bin ich zu sehr grossem Dank verpflichtet. Er hat mir in uneigennütziger Weise seine Unterlagen zur Verfügung gestellt, ohne welche die zusammenfassende Darstellung der Zone Piz Terri – Lunschania nicht möglich gewesen wäre. Wir freuen uns auf seine interessante Arbeit, die hoffentlich bald publiziert werden wird.

Herr Prof. Martin Frey hat mich in die Röntgenmethoden eingeführt und ist mir bei der Auswertung meiner Resultate eine grosse Hilfe gewesen; dafür und für die kritische Durchsicht ausgewählter Kapitel der Arbeit danke ich ihm herzlich.

Eine wertvolle Hilfe fand ich für Einzelprobleme bei Frau Prof. Jäger, Herrn Dr. Matter, den Herren Professoren Allemann, Hügi, Niggli, Peters, Herb und Streckeisen sowie bei meinen Mitstudenten, besonders Marc Thury, Alfred Breitschmid, Benno Schwizer, Ueli Seemann und Theo Küpfer; sie alle haben zum Gelingen der Arbeit beigetragen.

Meinem Freund Toni Solèr, Sculptur und Schafhirt auf Alp Patnaul, und der Familie Gion Casanova in Vrin, die mir während vier Jahren auf die grosszügigste Weise Gastfreundschaft bewiesen haben, sei herzlich gedankt. Frau K. Lüscher besorgte die Reinschrift der Arbeit, Fräulein I. Veaser und Alfred Breitschmid fertigten viele Zeichnungen und Herr E. Luginbühl die Dünnschliffe an. Ihnen allen sowie auch Frau H. Gehr und Herrn H. U. Ernst spreche ich für ihre Mithilfe den herzlichsten Dank aus.

Meinen Eltern, die mich in jeder Hinsicht verständnisvoll unterstützten und mir mein Studium ermöglichten, widme ich die vorliegende Arbeit.

1. Einleitung, Übersicht und Problemstellung

1.1 Allgemeines

In der vorliegenden Dissertation stellen wir unsere im Feld und Labor gewonnenen Resultate zusammenfassend dar. Weitere Resultate, die den Bearbeiter ähnlicher Arbeitsgebiete interessieren mögen, sind in einem *unpublizierten Annex* (vgl. Vorwort) aufgeführt; dieser enthält:

1. Erläuterung der Methoden (S. 1–3)
2. Regional-geologische Detailbeschreibungen, Skizzen und Profile (S. 4–19)
3. Mesozoische Metasedimente, Details und Figuren (S. 20–30)
4. Ophiolithe und ihre Kontakte, Figuren (S. 31–33)
5. Tektonik, Figuren (S. 33–42)
6. Metamorphose, Mineralneubildungen, Stoffwanderungen (Figuren, S. 42–46)
7. Quartär (Moränen, Quellen, junge Bewegungen, S. 46–49)
8. Koordinaten der Proben-Fundorte von wichtigen Paragenesen (S. 50ff.)







1.2 Geographische Übersicht und angrenzende Arbeitsgebiete

Das Untersuchungsgebiet liegt am Oberlauf des Glenner (Glogn), zwischen Lugnez und Valsertal, und ist von Vrin aus in einer Wegstunde erreichbar. Es liegt vollständig auf Blatt 1234 Vals (LK 1:25 000); seine genaue geographische Abgrenzung ist aus Figur 2 ersichtlich.


Westlich und nördlich anschliessend finden wir die Arbeitsgebiete von UHR (noch nicht publiziert) und JUNG (1963), südlich anschliessend diejenigen von KOPP (1923), TAN (1957, unpubliziert) und VAN DER PLAS (1959). In der östlich anschliessenden Val Seranastga ist z. Z. PROBST, Diplomand am Geologischen Institut Bern, beschäftigt.

Die geographischen Bezeichnungen sind durchwegs der LK 1:25000 entnommen.

Tektonische Einheiten der Adula - Decke

-  Tomül - Lappen
-  Grava - Serie, Lugnezer Schiefer und Sosto - Zone
-  Aul - Lappen
-  Obere Valser Schuppen
-  „Adula - Mesozoikum“, vgl. 2.1.4.
-  Untere Valser Schuppen

Tektonische Einheiten der Soja - Decke

-  Zone Piz Terri - Lunschana

Gotthardmassives Mesozoikum



Kristallin (inkl. Perm)

-  Tambo - Decke
-  Adula - Decke
-  Soja - Decke (So)
-  Simano - Decke (Si)
-  Lucomagno - Decke
-  Gotthard - Massiv

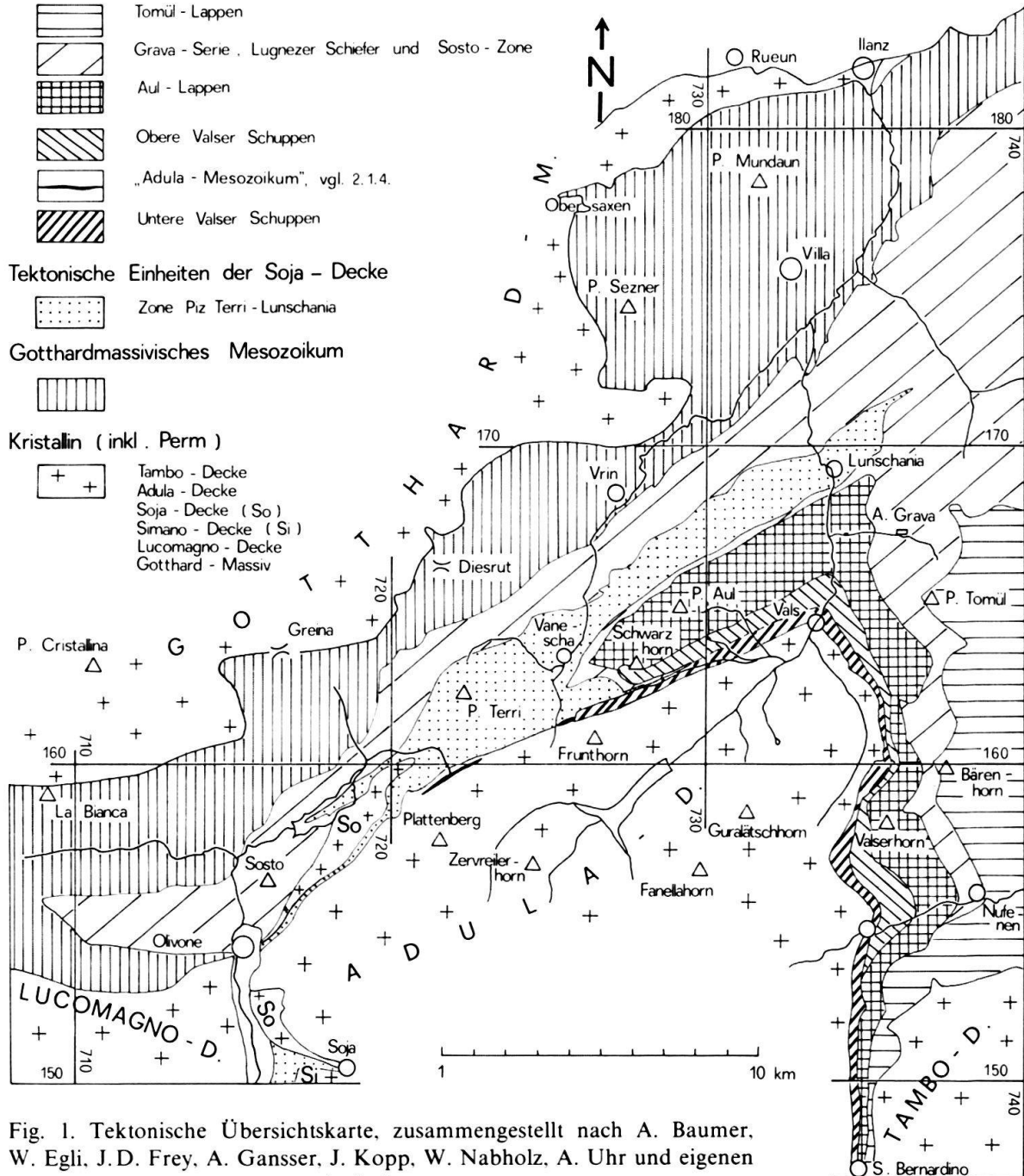


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte, zusammengestellt nach A. Baumer, W. Egli, J.D. Frey, A. Gansser, J. Kopp, W. Nabholz, A. Uhr und eigenen Aufnahmen.

1.3 Geologisch-tektonische Übersicht

KOPP (1923), NABHOLZ (1945, 1967), MÜLLER (1958) und VAN DER PLAS (1959) geben einen sehr ausführlichen *historischen Rückblick*, so dass ich auf diese Arbeiten verweisen möchte.

Das *Untersuchungsgebiet* berührt noch knapp die obersten kristallinen Teillappen der Adula-Decke und liegt zum Grossteil in ihren vorwiegend aus Sedimenten bestehenden höheren Einheiten, die in der Misoxer Zone wurzeln. Im Norden und Westen werden die Sedimente der Soja-Decke erfasst (vgl. Fig. 2), die einen Schwerpunkt des vorliegenden Textes bilden.

Schema des Deckengebäudes				
Zuordnung:	Tektonische Einheit:			
Adula-Decke	{	Tomül-Lappen ²⁾	}	Misoxer Zone
		Grava-Serie (und Lugnezer Schiefer)		
		Aul-Lappen		
		Obere Valser Schuppen		
		Untere Valser Schuppen		
		Fanella-Lappen ²⁾		
		Zervreiler Lappen ²⁾		
Soja-Decke		= Zone Piz Terri - Lunschania mit ihren tektonischen Untereinheiten		

In Figur 1 stellen wir die grossregionale Ausdehnung der verschiedenen tektonischen Einheiten dar, Figur 2 gibt die regionale Übersicht der Einheiten in unserem Gebiet. Unterschiedliche Grenzziehungen der verschiedenen Autoren werden, soweit von Bedeutung, im Rahmen der betreffenden Abschnitte behandelt.

1.4 Problemstellung

Unser Gebiet liegt im Zentrum des mächtigen Bündnerschiefer-Komplexes von NW-Bünden. Verständlicherweise legen wir deshalb das Hauptgewicht der vorliegenden Arbeit auf eine eingehende petrographische und geologisch-tektonische Untersuchung dieser Bündnerschiefer-Abfolgen.

Es bereitet allgemein grosse Schwierigkeiten, die Bündnerschiefer, denen biostratigraphische Leithorizonte meistens fehlen, auch nur relativ zueinander zeitlich einzustufen und ihre Tektonik zu klären. Nur die *Ammonitenschiefer* (im Gebiet von UHR) und die *Gryphäenmarmore* der Zone Piz Terri - Lunschania sind in unserem Untersuchungsgebiet als *Sinémurien* datierbar. Ausserhalb unseres Gebietes hat NABHOLZ (1945) einen identischen Horizont mit besser erhaltenen Gryphäen in der Grava-Serie und im Tomül-Lappen gefunden. Andere Fossilhorizonte, die biostratigraphisch von Bedeutung wären, werden dann in der weiteren Umgebung erst wieder im Gebiet des Prättigau (NÄNNY 1948) in eigentlichen Präflysch-Abfolgen (Begriff von TRÜMPY eingeführt) gefunden und zeigen turones und jüngerer Alter. Wie lange die Bündnerschiefer-Sedimentation vom Sinémurien an aufwärts gedau-

²⁾ Diese Einheiten berühren das Untersuchungsgebiet nicht oder nur ganz randlich und werden im folgenden nur im Zusammenhang behandelt.

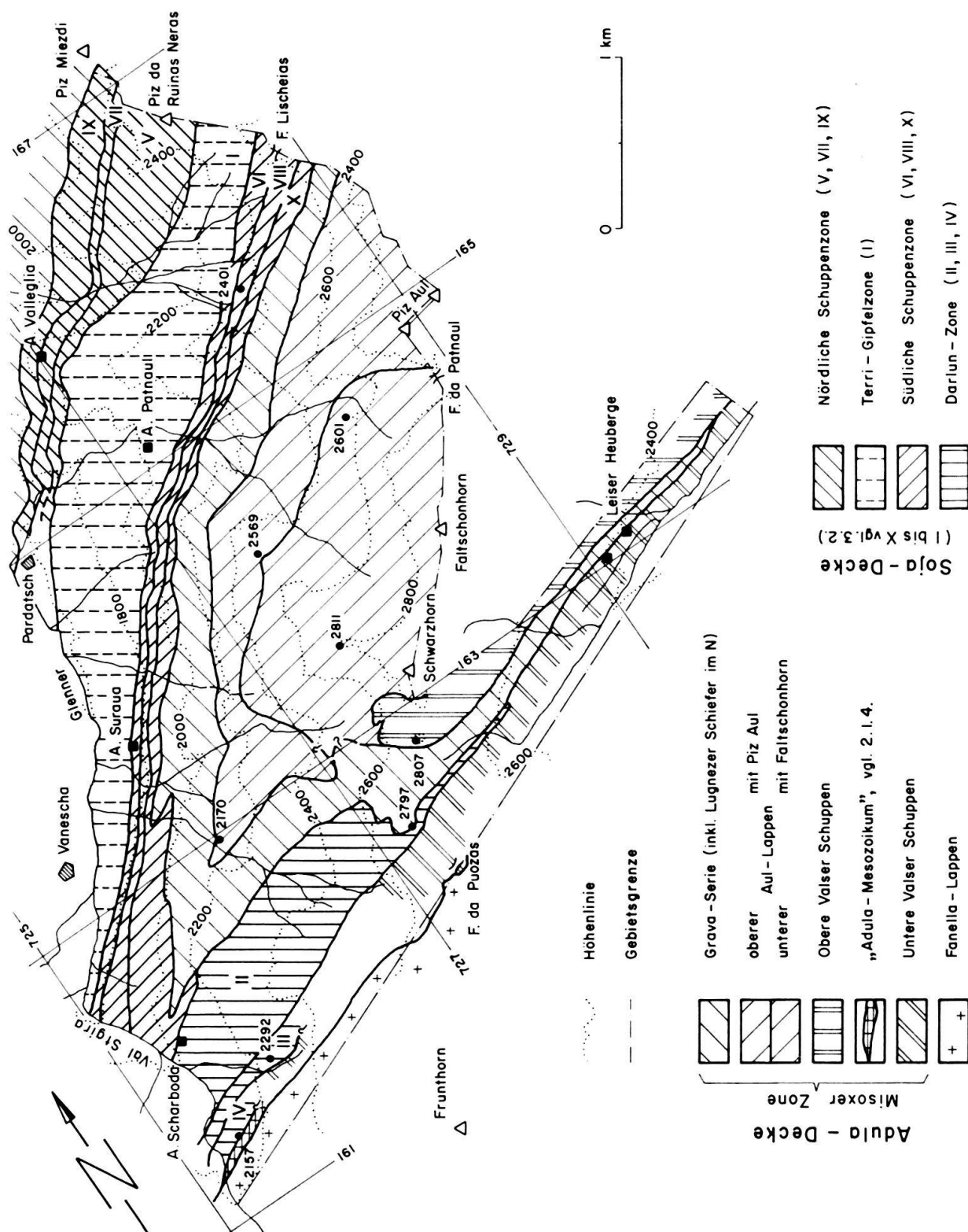


Fig. 2. Geologisch-tektonische Karte des Untersuchungsgebietes.

ert hat, ist immer noch ungewiss; wir haben in dieser Beziehung keine neuen Resultate erzielen können. Auf jeden Fall fehlen spezielle Horizonte, welche einen Sedimentationsunterbruch anzeigen könnten, vollständig.

Meist *rein lithologisch korrelierbare* Bezugshorizonte bilden in so komplex gebauten Gebieten die einfachste Möglichkeit, Licht in die strukturellen und stratigraphischen Lagerungsverhältnisse zu bringen.

Die relative altersmässige Einstufung wird durch tektonische Einwirkung erschwert (Abscherung, Ausquetschung, Verfaltung, laterale Änderungen des lithologischen Charakters eines Horizontes). Nur sehr detaillierte Untersuchungen lassen die Wechselwirkungen von Lithologie und Tektonik beurteilen und können zu einem brauchbaren tektonischen oder stratigraphischen Schema führen.

NABHOLZ (1945) hat für die Bündnerschiefer-Abfolgen der Adula- und Soja-Decke eine Reihe von schematischen stratigraphischen Normalprofilen und ein hypothetisches Schema der Entwicklung des Sedimentationsraumes aufgestellt. KOPP (1933) beschrieb als erster unser Gebiet und erkannte bereits die im westlichen Teil nach SW in die Luft ausstechenden Großstrukturen der Adula-Decke (Einwicklung der Grava-Serie unter den Aul-Lappen, vgl. Fig. 9). Den geologisch-stratigraphischen Erkenntnissen von NABHOLZ (1945) und KOPP (1923, 1933) haben wir für den Bereich der Adula-Decke kaum neue grundlegende Resultate beizufügen. Die mesozoischen Sedimente der Soja-Decke dagegen wurden bisher nur cursorisch bearbeitet. Im Arbeitsgebiet von NABHOLZ (1945) sind sie zudem des axialen Abtauchens wegen bei Lunschania nur rudimentär entwickelt. KOPP (1933) liess bei der Behandlung der Zone Piz Terri – Lunschania noch fast alle Fragen nach dem strukturellen Bau und den lithologisch-stratigraphischen Zusammenhängen offen.

So schien es gegeben, vor allem auf die detaillierte Untersuchung der mesozoischen Sedimente über dem Soja-Verrucano Gewicht zu legen und zu versuchen, die Struktur der verschiedenen tektonischen Untereinheiten zu klären sowie ihre Ablagerungsverhältnisse räumlich und zeitlich zu rekonstruieren. Ein Einbezug der Ergebnisse von UHR (noch nicht publiziert) war für unsere Interpretation unumgänglich. Ferner wollten wir den Kontaktverhältnissen der von oben her eingewickelten Elemente der Adula-Decke mit dem aufgewölbten und tektonisch verfrachteten Soja-Mesozoikum nachgehen und einen tektonisch-kinematischen Gesamtrahmen schaffen.

1.5 Methodisches

(ausführlich im unpublizierten Annex, S. 1–3)

Etwa 350 Schliffe wurden auf *Karbonat gefärbt* (vgl. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 358), wodurch wir Calcite und Dolomite mit verschiedenen Fe-Gehalten (graduell gefärbt ab ungefähr 0,5% Fe) unterscheiden konnten. Auf einen Grossteil der Schliffe wendeten wir die von uns etwas modifizierte *Feldspat-Färbmethode nach BAILEY & STEVENS* (1960) an; es gelang uns, einerseits Kalifeldspäte, andererseits Plagioklase (auch Albite mit weniger als 5% An) deutlich zu färben, was die Ermittlung der modalen Mineralbestände wesentlich erleichterte. Etwa 120 Proben wurden an orientierten Präparaten mit einem *Röntgen-Diffraktometer* (Philips) in

der Fraktion $< 2\mu$ speziell auf die verschiedenen *Hellglimmer* untersucht. In Einzelfällen führten wir komplexometrische Titrations und Testuntersuchungen mit Drehtisch, Mikrosonde und Röntgenfluoreszenz durch. Die meisten Gesteinsgruppen wurden testmässig auf ihre Rb/Sr-Verhältnisse untersucht, um eventuell Gesamtgesteinsalter erhalten zu können; durchwegs ergaben sich so geringe Rb-Werte, dass vor allem bei mesozoischen Gesteinen Fehler von bis zu 100% unvermeidlich gewesen wären.

1.6 Hinweise zur Nomenklatur

Die von uns in der vorliegenden Arbeit verwendete Nomenklatur entspricht mit einigen wenigen Modifikationen der allgemein gebräuchlichen Nomenklatur metamorpher Gesteine (vgl. auch 4.1).

Hauptbegriffe:

Gneise und *Schiefer* werden, unabhängig vom Feldspatgehalt, darin unterschieden, dass erstere beim Hammerschlag in cm- bis dm-dicke Platten, letztere in mm- bis cm-dicke Platten spalten.

Phyllite sind feinblättrig spaltende (< 1 mm), paralleltexturierte Gesteine.

Quarzite sind Gesteine mit viel detritischem Quarz, welche im Gelände meist deutlich hervorwittern und schiefrig bis texturlos sein können.

Gneisquarzite sind massige, mesozoische Meta-Sedimente mit Gneisstruktur.

Marmorisierte Kalkschiefer bis *Marmore* sind massige Gesteine, bei denen der Calcit stark überwiegt und makroskopisch deutlich sichtbar rekristallisiert ist.

Spätige Marmore sind Marmore mit Querschnitten von organischen, z. T. schon makroskopisch sichtbar pigmentierten Einkristallen (= Crinoiden).

Kieselschnurmarmore heissen Marmore mit dünnen Zwischenlagerungen von praktisch reinen, feinkörnigen, weissen Quarziten.

Prasinite sind Ophiolithe (= Grünschiefer) mit Epidot, Chlorit, poikiloblastischem Albit und z. T. aktinolithischer Hornblende als hauptsächlichen Gemengteilen.

Mischgesteine (= Ophistromatite) werden Gesteine genannt, welche im Handstückbereich sowohl ophiolithische wie sedimentäre Partien aufweisen.

Besondere Bezeichnungen:

Unter *tonig* verstehen wir den Gehalt an Phyllosilikaten und opakem (kohligem und pyritischem) Pigment, unter *sandig* den Gehalt an Quarz und unter *kalkig* den Gehalt an Calcit.

Die Benennung eines Gesteins erfolgt nach der quantitativen (über den Dünnschliff gemittelten) Vertretung der Hauptgemengteile, wobei mit zunehmender Bedeutung das betreffende Mineral näher am Hauptbegriff steht, z. B.: tonig - kalkig - sandiger Schiefer (15% - 20% - 60%) oder: Hellglimmer-Quarz-Calcit-Schiefer (15% - 20% - 60%).

2. Bau der einzelnen tektonischen Einheiten

(vgl. auch unpublizierten Annex, S. 4–19)

2.1 Die tektonischen Einheiten der Adula-Decke

2.1.1 Allgemeines und Einleitung

Die tektonischen Einheiten der Adula-Decke bilden den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Nach herkömmlicher Ansicht werden sie einem internen Teiltrog des Nordpenninikums als die Soja-Decke zugeordnet. Im Unterschied zur Zone Piz Terri – Lunschania, deren Sedimentationsraum nördlich an die Adula-Schwelle anschliesst (vgl. Fig. 6), finden wir in den oberen Einheiten der Adula-Decke (Misoxer Zone) Ophiolithe (vor allem im Aul-Lappen) und prätriasische Gesteine (im Aul-Lappen und in den Valser Schuppen). Gelegentlich sind im Zentrum der Großstrukturen noch abgeschürfte Scherben der prätriasischen Gneiskerne erhalten (im Aul-Lappen und in den Oberen Valser Schuppen). Die räumlichen und zeitlichen Ablagerungsverhältnisse der Misoxer Zone wurden von NABHOLZ (1945) ausführlich behandelt (vgl. auch 1.4), so dass wir uns hier auf eine kurze Charakterisierung beschränken.

2.1.2 Die Grava-Serie

Sie liegt im höchsten Teil der Misoxer Zone, wird nur noch vom Tomül-Lappen (bei uns nicht vorhanden) überlagert und stellt dessen überfahrene Basis dar. Im Untersuchungsgebiet ist sie *um die Stirn des Aul-Lappens herum eingewickelt* und streicht 200 m nördlich der Alp Scharboda in die Luft aus (vgl. Fig. 2 und 9). Die Grava-Serie besteht aus mesozoischen Sedimenten mit etwas eingelagerten ophiolithischen Gesteinen und ist bei uns nur rudimentär entwickelt. Nach neuen, unpublizierten Untersuchungen von NABHOLZ und VOLL ist die *Grava-Serie identisch mit der Zone der Lugnezer Schiefer und des Sosto*, welche früher tektonisch über der Simano-Decke, also als viel tiefer liegend, eingestuft wurde (vgl. 5.). Die Zone der Lugnezer Schiefer und des Sosto schliesst nördlich an das Untersuchungsgebiet an und wird im Rahmen dieser Arbeit nicht speziell behandelt.

Die Grava-Serie zieht zwischen Aul-Lappen im Süden und Zone Piz Terri – Lunschania im Norden als schmale, unterschiedlich mächtige Einheit (150–500 m, am mächtigsten an ihrer Umbiegung) von südlich der Fuorcla Lischeias in südwestlicher Richtung über Pt. 2491 m nördlich an der Alp Patnaul vorbei in die steilen Runsen oberhalb der Alp Suraua und gegen die Val Stgira. 200 m nördlich der Alp Scharboda streicht sie axial gegen SW in die Luft aus. Deshalb biegt sie dort scharf nach Osten um und quert nordöstlich von Pt. 2797 m den Hauptgrat zum Valser Tal. Hier liegt die Grava-Serie als immer schmaler werdende Zone zwischen Oberen Valser Schuppen und Darlun-Zone (vgl. 2.2.5) bzw. Unteren Valser Schuppen (weiter im E) eingequetscht; die eingewickelte Grava-Serie scheint 1 km im ENE der Leiser Heuberge, wo sich zwei Triaszüge mit weissem Marmor in einem spitzen Winkel vereinigen, ihr Ende zu finden (vgl. Fig. 2).

Die *N-Grenze* zur Zone Piz Terri – Lunschania bildet im Lugnezer Querschnitt eine komplex verschuppte, z. T. in ihrer Mächtigkeit und Ausbildung stark reduzierte Trias mit Dolomit (z. T. brekziös), Quarzit, weissem Marmor und Quarten-

schiefer ähnlichen Phylliten. Am Gegenhang östlich Vanescha ist die Grava-Serie im Grossbereich mit der Zone Piz Terri – Lunschania verfaltet. Im Gebiet nordwestlich von Pt. 2797 m greifen Grava-Phyllite und die Trias, hier mit Quarzit und mittelgrauem Dolomit (z. T. brekziös) ausgebildet, als Folge der stärkeren Einengung in Falten (im Grössenbereich von Dekametern) in die Darlun-Zone hinein. An der *S-Grenze* zum Aul-Lappen ist, vor allem im Gebiet östlich der Alp Patnaul, eine bis 100 m mächtige eigentliche Schuppenzone mit Bündnerschiefern und Trias aufgeschlossen, deren einzelne Gesteinszüge teils zur Grava-Serie, teils zum Aul-Lappen gehören (vgl. Annex, S. 4 und 5). Weiter gegen SW ist dann die Verschuppung weniger ausgeprägt und äussert sich nur noch im Auftreten einer innerhalb der Grava-Phyllite liegenden Trias mit Dolomit, weissem Marmor, hellen Kalkschiefern, Quarziten und Quartenschiefer ähnlichen Phylliten. Die Grenze zum Aul-Lappen wird westlich der Alp Patnaul durch einen bis 5 m mächtigen, gelegentlich verdoppelten Zug von weissem Marmor und stark untergeordneten Quartenschiefer ähnlichen Phylliten, Quarzit und Rohwacke gebildet. Eine eigentliche Schuppenzone finden wir dann wieder am Schwarzhorn-Grat zwischen Pt. 2807 m und Pt. 2797 m, wo die Grava-Serie unter die Oberen Valser Schuppen eingequetscht ist. Immerhin markiert dort eine über 10 m mächtige Trias mit Rohwacke, beigem Dolomit und Quartenschiefer ähnlichen Phylliten eine eindeutige Grenze. Diese Grenztrias zu den tektonisch tieferen Einheiten der Adula-Decke stellen wir gesamthaft zur Grava-Serie, da die Quartenschiefer ähnlichen Phyllite meistens direkt an die Bündnerschiefer der Grava-Serie angrenzen. Diese bestehen zur Hauptsache aus einer monotonen, kaum zu gliedernden Abfolge von tonig-kalkigen und tonig-sandigen Phylliten, welche im Feld durch die vielen stark gewellten und boudinierten Quarz-Calcit-Sekretionen – bedingt durch stärkere Komprimierung und dadurch beträchtliche Auspressung der mobilen Phase – auffallen. Extern und intern sind in der Grava-Serie randlich dünne Marmor- und Quarzitlagen eingeschaltet, die sicher älter als die eigentlichen Grava-Phyllite sind (vgl. auch NABHOLZ 1945, Tf. 4). Das schmale Spektrum an Bündnerschiefer-Varietäten erklärt sich wohl dadurch, dass die *basale Schuppenzone* (NABHOLZ 1945) nur teilweise in die Entwicklung einbezogen wurde und so z.B. der Gryphäenmarmor fehlt, die dunklen Lias-Dolomitbrekzien und die Albit-Quarzite nur in geringmächtigen Linsen entwickelt sind. An einer Stelle (600 m östlich oberhalb der Alp Suraua) liegt, eingeschaltet in die stratigraphische Basis der Grava-Serie, ein geringmächtiger lateral rasch auskeilender Zug eines ophiolithischen Mischgesteins.

2.1.3 Der Aul-Lappen

Der Aul-Lappen nimmt im Untersuchungsgebiet unter den Adula-Einheiten flächenmässig den grössten Anteil ein. Er liegt im Kern der Entwicklung der Grava-Serie und streicht 1 km nordöstlich der Alp Scharboda in die Luft aus (vgl. Fig. 2 und 9).

Die *Grenze zur Grava-Serie* wurde in 2.1.2 besprochen. Der *Kontakt zu den Oberen Valser Schuppen* (200 m südwestlich des Schwarzhorns) ist unscharf in einer etwa 10 m mächtigen Schuppenzone aus Trias (Dolomit, weissem Marmor, hellem Kalkschiefer, Rohwacke) und Bündnerschiefern ausgebildet.

Der Aul-Lappen ist petrographisch und tektonisch sehr komplex gestaltet. Sein *tektonisch oberer Teil* (äussere Teilelemente, vgl. Fig. 9) ist vorwiegend aus Kalkschiefern und den sogenannten Aul-Marmoren (z. T. mit Crinoiden), welche die imposanten Wände des Piz Aul bilden, aufgebaut. In den internsten Bereichen dieser Kalkschiefer- und Marmorabfolge sind geringmächtig schwarze, tonige Quarzite, Tonschiefer, Calcit-Albit-Schiefer, Ophiolithe sowie triasische Dolomite, Quartenschiefer ähnliche Phyllite und weisse Marmore eingelagert. In den externen Bereichen dieser äusseren Teilelemente, am N-Rand des Aul-Lappens, finden wir 400 m südwestlich der Fuorcla Lischeias, südlich angrenzend an die Schuppenzone zwischen Grava-Serie und Aul-Lappen (vgl. 2.1.2), eine ebenfalls verschuppte Zone mit Ophiolith, Phengitgneis, prätriasischen Gneisen, weissen Marmoren (Trias), hellgrauen Marmoren und Kalkschiefern; der Kontakt zum mächtigen hangenden Aul-Marmor dürfte tektonischer Natur sein. Diese Zone könnte eventuell einen tektonischen Schürfling ursprünglich südlicherer Beheimatung (an der Grenze gegen die Grava-Serie) darstellen. Der dünne Phengitgneis-Zug keilt gegen SW rasch aus und ist im Bereich der Alp Patnaul nur noch als dünne Linse zu finden (20 cm mächtig).

In den *tektonisch unteren* (bzw. inneren) *Teilelementen des Aul-Lappens* (vgl. Fig. 9) herrscht intensive Schuppen- und Faltentektonik. Den Gipfelaufbau von Schwarz- und Faltschönhorn bilden liegende Grossfalten, welche weit sichtbar oft durch weisse Marmore markiert sind (vgl. Fig. 3). Die unteren Teilelemente des Aul-Lappens bestehen vorwiegend aus Ophiolithen, hellgrauen, grünlichen, beigen und fast weissen prätriasischen Gneisen, weissen Marmoren (Trias) und mesozoi-



Fig. 3. Verfalteter weisser Marmor am Faltschönhorn; im Hintergrund links die Steilwand des Piz Aul (Aul-Marmor).

schen (Calcit-)Albit-Schiefern, untergeordnet aus Aul-Marmor, Kalkschiefern, Tonschiefern, einem Zug dunkler Lias-Dolomitbrekzie sowie prätriasischen Glimmerschiefern, triasischen Quartenschiefern und Dolomiten (gelegentlich mit den weissen Marmoren vergesellschaftet). Die Prasinite des unteren Teils führen oft Aktinolith und andere Hornblenden, im oberen finden wir Hornblenden ausschliesslich in einem Prasinitzug direkt am tektonischen Kontakt zur Grava-Serie, in der oben besprochenen randlichen, verschuppten Zone (vgl. 4.5.2).

Die *Umbiegung des Aul-Lappens* ist einerseits am W-Grat des Piz Aul selbst, dann auch am NW-Abhang des Faltschonhorns, wo beim Aufstieg die Schichten zuerst nach SE fallen, dann allmählich in ein fast hangparalleles NW-Fallen übergehen, sehr schön zu sehen (vgl. auch 5. mit Fig. 9 und 10).

2.1.4 Die Oberen Valser Schuppen (inkl. «Adula-Mesozoikum», vgl. Fig. 2)

Sie sind im Untersuchungsgebiet nur bei Pt. 2807 m südwestlich des Schwarzhorns als Einfaltung vorhanden und streichen weiter westlich in die Luft aus. Die Oberen Valser Schuppen stellen die abgeschürfte Normalüberdeckung der Unteren Valser Schuppen dar.

Ihre *N-Grenze* zum überlagernden Aul-Lappen ist in 2.1.3 besprochen, den *südlichen Kontakt* zur Grava-Serie bildet eine bis 10 m mächtige Trias (vgl. 2.1.2). Der Kern der Oberen Valser Schuppen besteht aus einem ungefähr 30 m mächtigen, flaserigen bis augigen Gneis (Riesenaugengneis der früheren Autoren), welcher randlich oft etwas zertrümmert ist. Diesen prätriasischen Kern umhüllt eine (Permo-)Trias mit Arkose, Quarzit, Rauhwacke, weissem Marmor, Dolomit und hellen Kalkschiefern, die allerdings immer nur rudimentär ausgebildet ist. Darüber liegen kalkig-sandige, Albit führende Schiefer und Kalkschiefer, zum Teil vielfältig mit triasischen Gesteinszügen (vor allem hellen Kalkschiefern) verschuppt. Auf der Valser Seite des Hauptgrates finden sich schmale Ophiolithkörper, die gegen unser Gebiet zu ausdünnen und es nicht mehr erreichen.

Von der Fuorcla da Puez nach SW ist das *Adula-Mesozoikum* nur noch rudimentär entwickelt. Im Feld ist keine Verbindung mit den Oberen Valser Schuppen möglich; es könnte sich um ein Element in der Position der Unteren Valser Schuppen handeln. Wir finden eine schmale Linse dieser Bündnerschiefer in einem Bachaufschluss 700 m südlich der Alp Scharboda; sie scheinen aus geometrischen Gründen tektonisch tiefer als die Oberen Valser Schuppen zu liegen und entsprechen eventuell den weiter im SW (im Gebiet 1 km westlich des Piz Scharboda, Untersuchungsgebiet UHR) ins Kristallin eingefalteten Bündnerschiefern (vgl. Fig. 1). Die von KOPP (1933) und auf der Adula-Karte (1926) als «Bündnerschiefer über der Soja-Decke» bezeichnete Abfolge stellen wir also fast gesamthaft zur Zone Piz Terri - Lunschania (vgl. 2.2.5, Darlun-Zone); KOPP hat schon vor vierzig Jahren ihren von den Bündnerschiefern der Adula-Decke abweichenden Aspekt erkannt. Im Blockdiagramm des Piz Terri von UHR (publiziert in THURSTON 1973) werden am Rand zum Adula-Kristallin noch relativ mächtige «Adula-Bündnerschiefer» ausgeschieden, die wir aber (wie oben besprochen) zum grössten Teil zur Soja-Decke zählen. Auch UHR könnte (nach mündlicher Mitteilung) einer solchen Zuordnung zustimmen; wahrscheinlich stellt die gelegentliche Zuordnung zum Mesozoikum der Adula-Decke (vgl. z. B. BAUMER 1964) eine Verlegenheitslösung

dar, da es auf den ersten Blick unwahrscheinlich anmutet, Sedimente der Soja-Decke direkt ans Kristallin (mit einigen Trias-Relikten) der Adula-Decke angrenzen zu lassen.

2.1.5 Die Unteren Valser Schuppen und tiefere Einheiten der Adula-Decke

Sie berühren unser Gebiet nur randlich im Bereich der Fuorcla da Puozas bis zur oberen Val Stgira. Petrographisch bestehen die Unteren Valser Schuppen bei uns aus altkristallinen, meist phengitischen Gneisen (z. T. mit Augenstruktur) und prätriasischen Glimmerschiefern sowie etwas eingelagerten, stark verschuppten triasischen Gesteinen aller Varietäten. Die Unteren Valser Schuppen finden im Querschnitt der Val Stgira (südlich von Pt. 2292 m) ihr W-Ende, was schon geometrisch aus der Kartierung ersichtlich ist und bereits von KOPP (1933) angenommen wurde. Das an die Darlun-Zone (vgl. 2.2.5) angrenzende Kristallin auf der W-Seite der oberen Val Stgira gehört unserer Ansicht nach zur tektonisch tieferen Einheit des *Fanella-Lappens*, welcher hier aus prätriasischen Gneisen (z. T. mit Augenstruktur) und Schiefern sowie etwas basaler Trias aufgebaut ist.

2.2 Die tektonischen Einheiten der Soja-Decke (= Zone Piz Terri – Lunschania)

2.2.1 Allgemeines, Abgrenzung und tektonische Unterteilung

Die Zone Piz Terri – Lunschania bildet die mesozoische Sedimentbedeckung über dem Soja-Verrucano. Sie zieht sich vom Lago di Luzzzone oberhalb Olivone, wo sie den Verrucano des Soja-Nordlappens antiklinal umhüllt, bis an die Pala da Tgiern, 4 km nordöstlich Lunschania im Valsertal, wo sie axial nach NE unter die höheren Bündnerschiefer-Elemente der Adula-Decke abtaucht (vgl. Fig. 1). Wie weit sie sich nach SW fortsetzt und eventuell z. T. mit der Molare-Mulde parallelisieren lässt, ist im einzelnen noch abzuklären. Obwohl die Zusammenhänge im Quartär bei Olivone verborgen sind, kann an einer Verbindung zur Molare-Mulde nach eigenem Feldeindruck und nach UHR (noch nicht publiziert) kaum ein Zweifel bestehen; UHR zieht die Zone jedenfalls entlang des Südrandes des Soja-Nordlappens bis nach Olivone hinunter.

Nördlich anschliessend an die Zone Piz Terri – Lunschania liegen die Lugnezer Schiefer, ein Element der Adula-Decke (vgl. 2.1.2). Die südliche Grenze bilden im westlichsten Teil unseres Gebietes meistens direkt die prätriasischen Glimmerschiefer und Gneise der tieferen Elemente der Adula-Decke (vgl. aber 2.1.4), im östlichen Teil die Grava-Serie (vgl. Fig. 1).

Wir können von Norden nach Süden folgende tektonische Untereinheiten unterscheiden (heutige Lage, vgl. 3. und Fig. 5 und 6)

- a) Nördliche Schuppenzone (mit 3 Teilschuppen)
- b) Terri-Gipfelzone
- c) Südliche Schuppenzone (mit 3 Teilschuppen)
- d) Darlun-Zone (mit 3 Teilelementen)

UHR (noch nicht publiziert) ist im Prinzip im SW zu einer identischen Unterteilung der Zone Piz Terri – Lunschania gekommen, wobei in der Namensgebung und

Abgrenzung der einzelnen Teilschuppen geringfügige Abweichungen bestehen (vgl. unpubl. Annex, S. 10); UHR hat als erster die Darlun-Zone zur Zone Piz Terri – Lunschania geschlagen. KOPP (1933) bezeichnete die Untereinheiten *a* bis *c* als «Terri-Schiefer», NABHOLZ (1945) prägte dann dafür den Begriff «Zone Piz Terri – Lunschania», den wir beibehalten, darin aber zusätzlich die in der Adula-Karte (1926) «Bündnerschiefer über der Soja-Decke» genannten Abfolgen einschliessen, welche wir als Darlun-Zone (Fuorcla Darlun, Begriff nach UHR) bezeichnen.

Der Schlüssel zur lithostratigraphischen Einstufung der Serien liegt im südwestlichen, derjenige zu den tektonischen Problemen gleichermassen im südwestlichen und nordöstlichen Randgebiet der Zone Piz Terri – Lunschania. Am SW-Ende der Zone hat UHR sehr detaillierte Untersuchungen betrieben. Seine Ergebnisse werden, soweit wir sie zum Verständnis der Verhältnisse in unserem Gebiet benötigen, mit seiner freundlichen Erlaubnis im folgenden mitverwendet. Vom Gebiet des Piz da Ruinas Neras an nach NE fehlen vorläufig vergleichbar ausführliche Kartierungen und Detailuntersuchungen. Momentan ist PROBST, Diplomand am Geologischen Institut Bern, in der Val Seranastga tätig. Zur Prüfung, eventuell Modifizierung der von uns aufgestellten Hypothesen ist aber eine Detailuntersuchung bis ins nordöstliche Randgebiet der Zone bei Lunschania unbedingt erforderlich; wir beziehen uns hier im NE auf die Resultate von NABHOLZ (1945). Nach einer kurzen Besprechung des Baues der einzelnen Untereinheiten (ausführlich im unpubl. Annex, S. 10–19) werden wir mittels lithologischer Korrelationen und tektonischer Evidenzen eine Reihe von schematischen, stratigraphischen Normalprofilen aufstellen (Fig. 5) und anschliessend versuchen, die Ablagerungsverhältnisse der Zone Piz Terri – Lunschania räumlich und zeitlich zu rekonstruieren (vgl. Fig. 6).

Im weiteren werden wir nur auf die für die folgenden Ausführungen wichtigen lithologisch-tektonischen Details in den Untereinheiten eingehen und im übrigen auf Fig. 5 verweisen. Der Vorgang der tektonischen Platznahme wird im 5. Kapitel in einem grösseren Zusammenhang dargestellt werden.

2.2.2 Nördliche Schuppenzone (Profile V, VII, IX in Fig. 5)

Sie wird *nördlich* durch die Lugnezer Schiefer bzw. Grava-Serie (vgl. 2.1.2) begrenzt. *Südlich* schliesst die Terri-Gipfelzone mit einem tektonischen Kontakt an (tektonische Brekzie, dm-mächtige Quarzgänge). Es lassen sich 3 Teilschuppen abtrennen (nach UHR 2 Teilschuppen, vgl. Annex, S. 10), deren Grenzen allerdings nur im Arbeitsgebiet von UHR durch Trias markiert sind und die sich bei uns durch die starke tektonische Beanspruchung der Kontaktgesteine und Quarzgänge bemerkbar machen. Die ganze Nördliche Schuppenzone liegt verkehrt, was in 2.2.3 ausführlich besprochen wird.

Die *nördliche Teilschuppe* (Profil IX in Fig. 5) ist durch den mächtigen, im Grossbereich praktisch unverfalteten Gneisquarzit (hier mit Kalifeldspat, Albit und Biotit) und die Schiefer der jüngeren Serie (Serien *E* bzw. *F* in Fig. 5) charakterisiert. Bei der Alp Valleglia wurde im Gneisquarzit eine Gradierung gefunden, die Inverslage zeigt. In unserer *mittleren Teilschuppe* (Profil VII in Fig. 5) finden wir am N-Grat des Piz Terri (Mitteilung UHR) Gryphäenmarmore (bei uns nicht typisch entwickelt) und Ammonitenschiefer. Im NE (östlich Pardatsch) treten Linsen von

Gneisquarzit auf (hier mit wenig oder keinem Kalifeldspat, mit Albit, ohne Biotit). Die Ton- und Kalkschiefer sind im SW (westlich Pardatsch) ein Äquivalent der Terri-Schiefer (Serie C in Fig. 5), im NE bilden sie die Serie der jüngeren Schiefer (Serie F). Aus den Verhältnissen in dieser Schuppe ist leicht ersichtlich, wie die randlichen Schubflächen lateral in andere Niveaus wechseln können. Die Serie der jüngeren Schiefer³⁾ ist besonders typisch weiter im NE (ausserhalb unseres Gebietes) in der Grat-Depression zwischen Piz Regina und Piz Ner entwickelt (Arbeitsgebiet PROBST) und lässt sich durch ihren weit weniger verwitterungsresistenten Bau schon im Gelände von den älteren Terri-Schiefern unterscheiden. Die *südliche Schuppe* (Profil V in Fig. 5) besteht zur Hauptsache aus mächtigem Gneisquarzit (hier ohne Kalifeldspat, ohne Biotit, meist mit Albit), welcher am Piz da Ruinas Neras z.T. abgepresste Falten sowie eine antiklinale Umbiegung bildet (vgl. Fig. 4

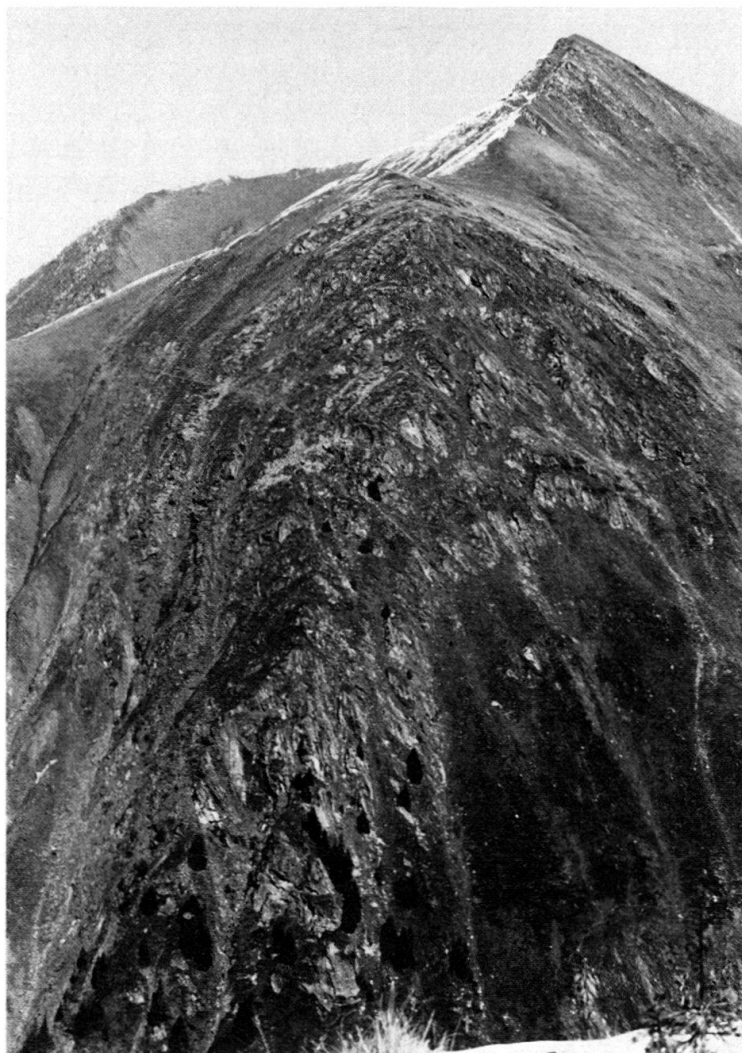


Fig. 4. Antiklinale Umbiegung am Piz da Ruinas Neras; man beachte den abgepressten S-Schenkel (rechts im Bild, vgl. auch 5.).

³⁾ Sie entsprechen den schwarzen Tonschiefern von Lunschania (vgl. NABHOLZ 1967).

und 9). Hier im NE finden wir weiter einen dunklen Marmor, der andernorts Gryphäen führt; er liegt z. T. im Zentrum der abgepressten Falte am Piz da Ruinas Neras und z. T. am Kontakt zur Terri-Gipfelzone (dort stark tektonisiert). Zwischen die Gneisquarzit-Falten eingepresst ist im NE gelegentlich die Serie der jüngeren Schiefer aufgeschlossen.

2.2.3 Terri-Gipfelzone (Profil I in Fig. 5)

Sie bildet (in heutiger Lage) den zentralen Teil der Zone Piz Terri – Lunschania und wird von den beiden Schuppenzonen eingerahmt. Im SW der Zone, bei der Alp Garzora, lagern die Terri-Schiefer (Serie C in Fig. 5), welche die Hauptmasse der Abfolge bilden, antiklinal mit basalen Tonschiefern (Serie A in Fig. 5) der Trias-Verrucano-Abfolge des Soja-N-Lappens auf (vgl. THURSTON 1973, Fig. 1: von UHR). Eine Antiklinalstruktur wird auch bei uns durch eine zentral eingelagerte Trias angedeutet (vgl. Fig. 9 und Annex S. 12).

Die Terri-Schiefer stellen eine mächtige Serie vorwiegend kalkiger, toniger oder sandiger Zusammensetzung dar (mit sämtlichen Übergängen sehr dünnbankig wechsellagernd) und sind vom Tessin bis in unseren Querschnitt immer in gleicher Monotonie ausgebildet. Im obersten Teil der Zone, an deren S-Rand, findet sich dann und wann eine Serie von Lagensandkalken (Wechsellagerungen von kalkigen und quarzitischen Bänken), die – lateral wechselnd – in unserem Gebiet vorwiegend quarzitisches (Chloritoid-Quarzite) ausgebildet ist (Serie D in Fig. 5). Weiter gegen SW ist diese Serie dann zunehmend mit kalkigen, oft marmorisierten Zwischenlagen entwickelt und biegt bei Pt. 2347 m (2 km östlich Alp Garzora) um eine zerscherte, synklinale Trias der Südlichen Schuppenzone in die Lagensandkalke der Darlun-Zone um; die Lagensandkalke der beiden Untereinheiten lassen sich hier im SW nicht mehr voneinander unterscheiden.

2.2.4 Südliche Schuppenzone (Profile VI, VIII, X in Fig. 5)

Im Norden grenzt sie an die Terri-Gipfelzone, im SW liegt südlich anschliessend die Darlun-Zone, im NE die Grava-Serie. Grava-Serie und die südliche Schuppe der Südlichen Schuppenzone (d. h. die «Alpettas-Synform») sind im Grossbereich miteinander verfaltet. Es lassen sich 3 Teilschuppen unterscheiden, die – gesamthaft gesehen – aus einer Synklinalstruktur hervorgegangen sind, wie sich am Gipfelaufbau des Piz Alpettas (UHR) schön beobachten lässt. Die nördliche und mittlere Teilschuppe bilden Teile des abgerissenen Normalschenkels der Synklinale, die nur noch im südlichsten und stark verfalteten Teilelement, der «Alpettas-Synform» (Begriff nach UHR), reliktsch erhalten ist (vgl. Annex, S. 17). Über weite Strecken trennt eine z. T. ausgequetschte Trias die einzelnen Teilschuppen.

Die ganze Südliche Schuppenzone sticht bei Pt. 2347 m (2 km östlich der Alp Garzora) synklinal gegen SW in die Luft aus.

Die nördliche Teilschuppe (Profil VI in Fig. 5) ist hauptsächlich durch Gryphäen- und Crinoidenmarmore sowie Tonschiefer und einzelne dünne Linsen von Lias-Dolomitbrekzien charakterisiert. Gegen den SW-Rand des Gebietes treten im Dach der Schuppen vermehrt Lagensandkalke und einzelne verschuppte Gneisquarzit-Züge auf (hier ohne Kalifeldspat und Biotit, gelegentlich mit Albit).

In der *mittleren Teilschuppe* (Profil VIII in Fig. 5) fällt als markantester Horizont der Riffmarmor auf (Serie *B* in Fig. 5), der 200 m östlich der Val Stgira unter der Moränenbedeckung auskeilt.

UHR fand in diesem Horizont grosse Pectiniden, die für Riffverhältnisse sprechen; auf angewitterten Flächen fallen brotlaibförmige, oft oval geschlossene, weisse Formen von bis dm-grossem Durchmesser auf, die eventuell organischer Natur sein könnten (Algen oder Hydrozoen nach Mitteilung Nabholz/Mme Schnorf). Im Liegenden des Riffmarmors ziehen Gryphäen-, Crinoiden- und Kieselschnurmarmore sowie dunkle Lias-Dolomitbrekzien (alle Serie *B* in Fig. 5) nach NE bis in die Gegend der Alp Patnaul. Gegenüber Vanescha (und im ganzen Gebiet nur an dieser Stelle) ist über einer Lias-Dolomitbrekzie ein 2 m mächtiger schwarzer, feinstkörniger, massiger Dolomit aufgeschlossen; er könnte eventuell ein Relikt des triasischen Ausgangsgesteines für die Lias-Dolomitbrekzien darstellen – um so mehr, als er hier am Kontakt zur «Alpettas-Synform» liegt; dieser Kontakt ist an anderer Stelle durch sichere Trias markiert. Am NE-Rand bilden dann hauptsächlich Äquivalente der Terri-Schiefer diese mittlere Schuppe. Südwestlich der Alp Suraua liegt in ihrem Dach eine dünne, lateral rasch auskeilende Linse von Gneisquarzit (hier ohne Kalifeldspat und Biotit, gelegentlich mit Albit).

Die *südliche Teilschuppe* (Profil X in Fig. 5, «Alpettas-Synform» nach UHR) wird zum grossen Teil durch einen mächtigen Gneisquarzit gebildet (hier mit viel Kalifeldspat, mit Biotit und meistens mit Albit), der östlich der Val Stgira an seinem S-Rand durch undeutliche Gradierungen Inverslage anzuzeigen scheint und an gleicher Stelle sehr grosse detritische Kalifeldspäte führt (bis 4 mm Durchmesser). Im SW begleiten ihn randlich Lias-Dolomitbrekzien, Crinoidenmarmore, Tonschiefer und atypische Äquivalente der Terri-Schiefer, an einer Stelle Lagensandkalke. Gegen NE zu verliert die Synform ihren Hangendschenkel und geht dann am NE-Rand des Gebietes in eine normalliegende Abfolge über; diese laterale Änderung der Großstruktur zeichnet sich schon in der unterschiedlichen Mächtigkeit des Gneisquarzites ab, welche von SW nach NE von ca. 270 m auf ca. 80 m abnimmt. Wie weit die Einwicklung der Grava-Serie einen Einfluss auf die Detailtektonik der Südlichen Schuppenzone gehabt haben könnte, wird im 5. Kapitel besprochen.

2.2.5 *Darlun-Zone* (Profile II, III, IV in Fig. 5)

Mit ihrer N-Grenze stösst die Darlun-Zone an verschiedene tektonische Einheiten. Südwestlich von Pt. 2347 m (2 km östlich Alp Garzora) setzen sich die Lagensandkalke ihres nördlichen Elementes (vgl. unten) in diejenigen der Terri-Gipfelzone fort. In jenem Gebiet ist UHR der wichtige Nachweis gelungen, dass die Darlun-Zone dort weder tektonisch noch lithologisch von der Terri-Gipfelzone abtrennbar ist und eigentlich eine südlichere Aufwölbung der letzteren darstellt.

Gegen NE bildet zuerst die Trias der «Alpettas-Synform», östlich der Val Stgira dann die Grava-Serie die *N-Grenze* der Darlun-Zone. Grava-Serie und das nördliche Element der Darlun-Zone sind gegen die Fuorcla da Puezas hinauf im Bereich von Dekametern miteinander verfaltet. Die *S-Grenze* verläuft meistens direkt entlang dem N-Rand des Adula-Kristallins, welchem noch stellenweise Trias- und Bündnerschiefer-Relikte auflagern können (vgl. 2.1.4). Das Profil durch die obere

Val Stgira zeigt (vgl. unpubl. Annex, S. 17 und 18), dass wir auch die Darlun-Zone dreiteilen können; jedes Teilelement ist durch Trias vom andern abgetrennt. Das *nördliche Element* (Profil II in Fig. 5) zeigt eine Abfolge Lagensandkalk – Terri-Schiefer – Lagensandkalk und weist eine Antiklinalstruktur auf, was schon aus der Kartierung klar ersichtlich ist. Die kalkigen Gesteine sind denen der Zone Piz Terri – Lunschania im Querprofil der Alp Patnaul sehr ähnlich, aber wahrscheinlich aus tektonischen Gründen (vgl. 5.) weniger von Sekretionen durchsetzt. Dieses Element zieht, hier teilweise nur noch 30 m mächtig, 300 m NNW der Fuorcla da Puozas über den Grenzgrat zum Valsertal und taucht 1 km weiter im NE zwischen einem schmalen Fetzen von Grava-Serie und den Unteren Valser Schuppen antiklinal ab (vgl. Fig. 2 und Annex, S. 19). Das *mittlere Teilelement* (Profil III in Fig. 5) ist, der Gesteinsabfolge nach zu schliessen (Trias – Gryphäenmarmor mit schlecht erhaltenen Querschnitten – Lagensandkalke – tonig-kalkige Schiefer – Gryphäenmarmor mit kleinen Schalenquerschnitten – Trias), synklinal ausgebildet; es zieht in den Pt. 2292 m (östlich der obersten Val Stgira) und verschwindet nach NE dann endgültig unter dem Blockschutt des Frunthorns (vgl. Fig. 2). Das *südliche Teilelement* (Profil IV in Fig. 5) bildet – nach der Gesteinsabfolge und nach den Lagerungsverhältnissen auf der Tessiner Seite zu schliessen – wahrscheinlich ebenfalls eine Synklinalstruktur, wobei der Südschenkel der Synklinale zerrissen und z. T. tektonisch verlagert ist; die Komplikationen am Rand zur Adula-Decke werden in 2.1.4 erläutert.

Unzweifelhaft (UHR) finden das mittlere und südliche Teilelement der Darlun-Zone in der Nähe des Torno (2556 m; 1,5 km östlich des Lago di Luzzzone) ihr SW-Ende.

3. Versuch einer Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Ablagerungsverhältnisse der Zone Piz Terri – Lunschania

3.1 Stratigraphie und tektonische Grundlagen

Wie bereits erwähnt, ist im ganzen Untersuchungsgebiet einzig der Horizont mit Gryphäen und Ammoniten der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone (vgl. 2.2.2 und 2.2.4) als *Sinemurien* datierbar. Deshalb versuchten wir eine *relative Alterseinstufung*, die auch zur Klärung der Tektonik strukturell nicht eindeutig determinierbarer tektonischer Untereinheiten verwendet werden könnte, vorzunehmen. Zu diesem Zweck gingen wir vom SW-Teil der Zone Piz Terri – Lunschania aus, wo die Strukturen am besten analysierbar sind (vgl. Fig. 5, schematische Profile I, II, VI, VIII und X). Die solcherart relativ eingestuftes Serien wurden dann mit entsprechenden Serien der tektonisch nur indirekt zu analysierenden Untereinheiten weiter im NE verglichen (vgl. III, IV, V, VII und IX). Durch tektonische Überlegungen (vgl. 5.), gestützt durch einzelne, allerdings undeutliche Gradierungen in den Gneisquarziten, lithologische Vergleiche im Detail und eine möglichst logische Zuordnung schuppentrennender Triaszüge sind wir zu einem sinnvollen und befriedigenden Schema der Ablagerungsräume und ihrer zeitlichen Entwicklung gelangt (vgl. Fig. 6).

3.1.1 *Direkt analysierbare Großstrukturen*

a) *Terri-Gipfelzone*: UHR konnte zeigen (unpubliziert), dass sie östlich des Lago di Luzzzone eine eindeutige Antiklinalstruktur bildet. Dies scheint auch für das NE-Ende der Zone bei Lunschana zu gelten (vgl. 3.2 und NABHOLZ 1945, 1967).

b) *Nördliches Element der Darlun-Zone*: Seine Antiklinalstruktur kommt schon bei der Kartierung in unserem Gebiet deutlich zum Ausdruck. Die abgrenzenden Triaszüge im Norden gehören im westlichen Teil des Gebietes zur «Alpettas-Synform» bzw. im östlichen Teil zur Grava-Serie, im Süden zum mittleren Teilelement der Darlun-Zone (s. unten).

c) *Südliche Schuppenzone*: Ihr nördliches und mittleres Teilelement stellen normalliegende, abgerissene Teile des synklynal ausgebildeten südlichen Teilelementes («Alpettas-Synform» nach UHR) dar. Diese Verhältnisse sind an den W-Hängen des Piz Alpettas gut zu beobachten (eigene Beobachtung und Mitteilung UHR). Im W-Teil unseres Gebietes liegt der S-Schenkel der Synform invers (angezeigt durch Gradierung), wird dann gegen NE zunehmend verkürzt, bis die ursprüngliche Synform schliesslich östlich der Alp Patnaul nur noch als normalliegende südlichste Schuppe ausgebildet ist.

3.1.2 *Nur indirekt analysierbare Großstrukturen*

a) *Mittleres Teilelement der Darlun-Zone*: Vom Zentrum des Elementes nach aussen folgen sich immer ältere Serien, was auf eine Synklynalstruktur hinweist (vgl. 2.2.5). Der nördliche Triaszug gehört zur normalstratigraphischen Abfolge dieses mittleren Teilelementes (vgl. Detailprofil im unpublizierten Annex, S. 18), die Zuordnung der südlichen Grenztrias ist ungewiss (vgl. unten).

b) *Südliches Teilelement der Darlun-Zone*: Die Struktur dieses Elementes ist auch indirekt nicht befriedigend analysierbar. Am ehesten ist sie, aus Gründen der altersmässigen lithologischen Abfolge, synklynal gebaut (vgl. 2.2.5), wobei der S-Schenkel am Kontakt zum Adula-Kristallin stark zerschert ist. Die nördlich angrenzende Trias könnte zum mittleren oder südlichen Element gehören, die z. T. verdoppelte Trias am Rand zum Kristallin ist zusammen mit einigen Bündnerschiefer-Fetzen wahrscheinlich als mesozoisches Relikt in der Position der Unteren Valser Schuppen zu betrachten (vgl. 2.1.4).

c) *Nördliche Schuppenzone*: Aus lithologisch-stratigraphischen Gründen scheint uns die z. T. stark verfaltete Inverslage der Nördlichen Schuppenzone bewiesen (vgl. 2.2.2/3.2 und schematische Profile V, VII, IX in Fig. 5); als einzigen direkten Beweis für Verkehrtlage haben wir bei der Alp Valleglia im Gneisquarzit der nördlichen Schuppe inverse Gradierung gefunden.

3.2 *Rekonstruktion der Ablagerungsräume*

Aus tektonischen Überlegungen (vgl. auch 5.) und aus Gründen der in den vorhergehenden Abschnitten besprochenen lithologischen Korrelation legen wir die

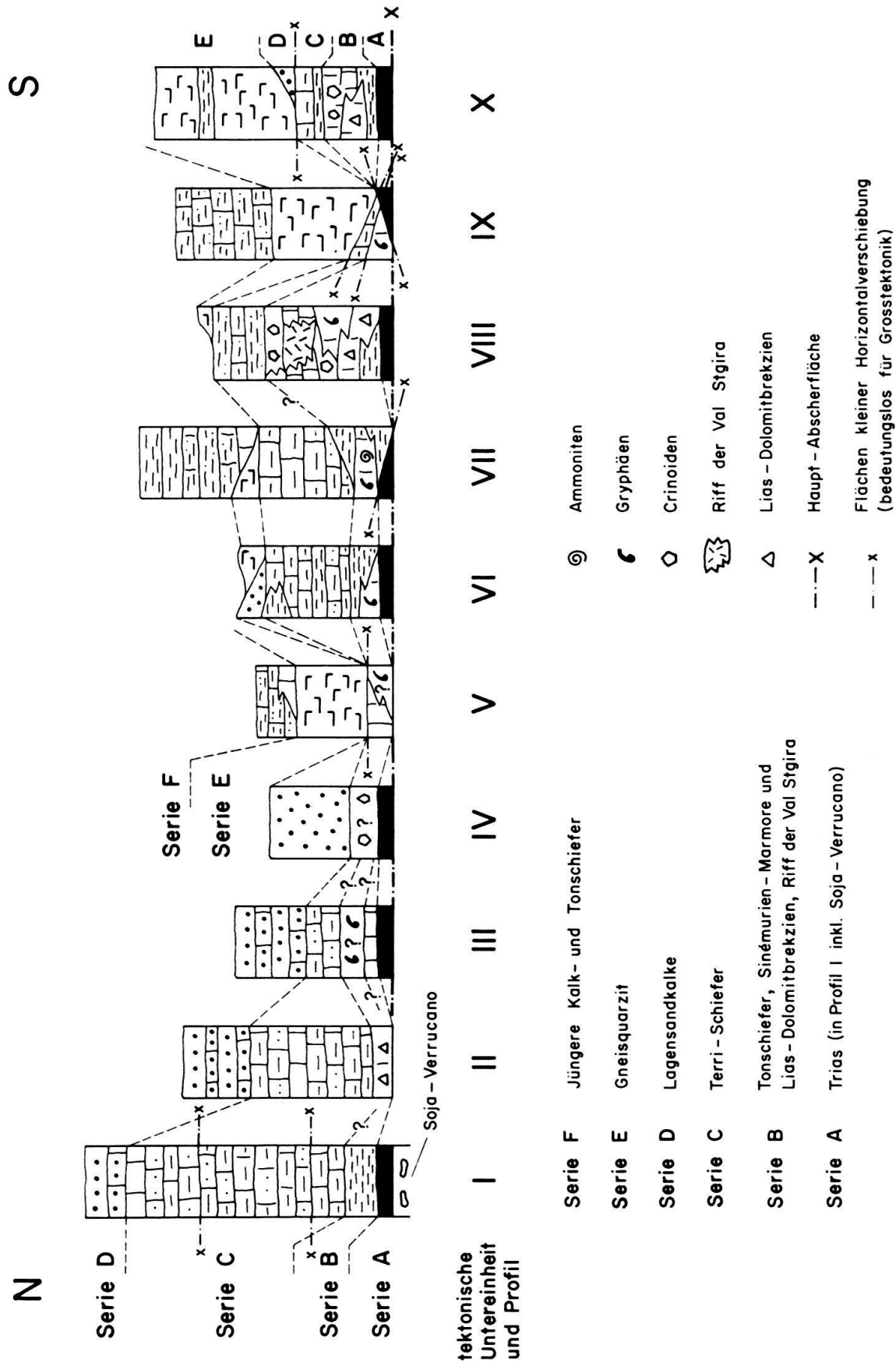


Fig. 5. Schematische stratigraphische Normalprofile der tektonischen Untereinheiten der Zone Piz Terri - Lunschania.

Ablagerungsräume der tektonischen Untereinheiten der Zone Piz Terri – Lunschana von Norden nach Süden wie folgt fest (vgl. Fig. 5 und 6):

N	I	Terri-Gipfelzone (Profil I in Fig. 5)
	II	Nördliches Element der Darlun-Zone (Profil II in Fig. 5)
	III	Mittleres Element der Darlun-Zone (Profil III in Fig. 5)
	IV	Südliches Element der Darlun-Zone (Profil IV in Fig. 5)
	V	Südliche Schuppe der Nördlichen Schuppenzone (Profil V in Fig. 5)
	VI	Nördliche Schuppe der Südlichen Schuppenzone (Profil VI in Fig. 5)
	VII	Mittlere Schuppe der Nördlichen Schuppenzone (Profil VII in Fig. 5)
	VIII	Mittlere Schuppe der Südlichen Schuppenzone (Profil VIII in Fig. 5)
	IX	Nördliche Schuppe der Nördlichen Schuppenzone (Profil IX in Fig. 5)
S	X	Südliche Schuppe der Südlichen Schuppenzone (= «Alpettas-Synform» nach UHR) (Profil X in Fig. 5)

Im folgenden fassen wir die geologischen Evidenzen, die uns zu dieser Reihenfolge veranlasst haben, stichwortartig zusammen (vgl. auch 2.2):

1. Die Lagensandkalke der Terri-Gipfelzone führen um die «Alpettas-Synform» herum in diejenigen der nördlichen Darlun-Zone über; die beiden Zonen waren ursprünglich nebeneinander beheimatet.
2. Alle Teilelemente der Darlun-Zone zeigen eine sehr ähnliche lithologische Abfolge wie die Terri-Gipfelzone. Die Lagensandkalke beispielsweise als besonders charakteristische Serie kommen in allen diesen Einheiten vor; wir legen sie deshalb und aus tektonischen Überlegungen alle in benachbarte Ablagerungsräume.
3. Die Südliche Schuppenzone liegt mit basaler Trias einerseits auf die Terri-Gipfelzone, andererseits auf die Darlun-Zone aufgeschoben, ist also ursprünglich südlicher als die beiden letzteren Zonen abgelagert.
4. Die Nördliche und Südliche Schuppenzone sind sehr ähnlich aufgebaut und beide durch Triaszüge unterteilt. Im Gebiet der Pala da Tgiern (4 km nordöstlich Lunschana) nähern sich die beiden Schuppenzonen einander bis auf weniger als hundert Meter (vgl. NABHOLZ 1945), wobei der Kontakt schlecht aufgeschlossen ist. Die Nördliche Schuppenzone liegt invers und mit höchstwahrscheinlich tektonischem Kontakt unter der Antiklinalstruktur der Terri-Gipfelzone. Wir betrachten im Prinzip die Nördliche Schuppenzone als Verkehrtchenkel, die Südliche Schuppenzone als Normalschenkel einer ursprünglich zusammengehörenden Einheit, welche heute die Terri-Gipfelzone umhüllt (vgl. 5.) und südlicher als die Darlun-Zone beheimatet ist. Durch die Verschuppung der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone ergibt sich eine komplizierte Abwicklung. Auffallend ist, dass die Teilschuppen der Nördlichen und die ihnen symmetrisch entsprechenden Teilschuppen der Südlichen Schuppenzone eine z. T. bis in den Mikrobereich hinein vergleichbare «Lithofazies» besitzen (Gneisquarzite mit bzw. ohne Kalifeldspat und Biotit, Gryphäenmarmore). Diese einzelnen Teilschuppen-Paare werden darum und aus tektonischen Überlegungen (vgl. 5.) in oben erwähnter Reihenfolge aufgeführt.

Wir werden nun versuchen, die Ablagerungsverhältnisse im Sedimentationsraum zwischen Adula-Decke und Gotthardmassiv chronologisch-räumlich darzu-

stellen (vgl. Fig. 6). Die Mächtigkeiten der abgelagerten Serien sind nur sehr grob abschätzbar, am besten noch in der Terri-Gipfelzone, wo die Mächtigkeit der abgelagerten Serien (Serien *A* bis *C* in Fig. 5) *mindestens 4 Kilometer* betragen haben dürfte. Die *Breite des Soja-Troges* (N-S) nehmen wir unter starken Vorbehalten (vgl. 5.) mit maximal *90 bis 120 km* an.

Erläuterungen zu Figur 6 (vgl. dazu auch Fig. 5)

Die Mächtigkeiten sind unterschiedlich stark überhöht.

- a) Reihenfolge der Ablagerungsräume der einzelnen tektonischen Untereinheiten (Bezeichnung der Zonen vgl. oben).
- b) Sedimentation in der *Trias*: In einem Flachmeer sedimentieren Dolomite, helle, massige Kalke und detritische Sedimente (Quarzite und den Quartenschiefern ähnliche Phyllite).
- c) Im *untersten Lias* (? evtl. schon oberste Trias) lassen erste Vorläufer der alpinen Bewegungen den Meeresboden subsidieren, gleichzeitig wird aus nicht bestimmbarer Richtung organisches Material, vermischt mit Detritus, eingeschwemmt; es sedimentieren Tonschiefer.
- d) Ungefähr ab *Sinémurien* wird die Subsidenz kräftiger. Der nördliche Teil des Beckens senkt sich, möglicherweise entlang Bruchflächen, stark ab; im südlichen Teil bilden sich mehrere kleine, subaquatische Schwellen und untiefe Becken. An den Schwellenrändern sedimentieren Brekzien mit Komponenten von dunklem Dolomit (? Trias, vgl. 2.2.4), in den kleinen Becken geringmächtige Lagen von Ton- und Kalkschiefern, und auf den Schwellen findet Kalkpräzipitation statt (heutige Marmore, z. T. mit Crinoiden, Gryphäen und Ammoniten). Im grossen N-Becken der Terri-Gipfelzone beginnt eventuell bereits die Sedimentation der Terri-Schiefer.
- e) In einer jüngeren Phase sedimentiert während starker Subsidenz des Beckens die Hauptmasse der monotonen Terri-Schiefer. Der Detritus wird, möglicherweise längs der Trogachse, also ungefähr von Osten oder Westen her, eingeschwemmt. Die Sedimentation der Terri-Schiefer dauert möglicherweise im Norden während der späteren Phasen noch weiter an.
- f) Während dieser Phase scheint eine Hebung des Hinterlandes (wahrscheinlich im Süden gelegen, Schwelle zwischen dem Adula- und Soja-Trog) die Sedimentation wesentlich zu beeinflussen. Im Hinterland, das als flacher Rücken über die Wasseroberfläche ragt, findet starke Verwitterung statt. Der dabei entstehende Kaolinit, welcher das Ausgangsprodukt für den späteren Chloritoid bildet, und feinkörniger Quarz werden weit ins Becken hinausgeschwemmt und wechsellagern dort mit gleichzeitig sedimentierenden tonig-sandigen Kalken (Serie der Lagensandkalke).
- g) Das Hinterland ist noch stärker herausgehoben und mit einem deutlichen Relief versehen. Die Verwitterung ist schwach, das Material wird rasch erodiert und wegtransportiert. Im Süden werden Sandsteine (heute als Gneisquarzite vorliegend) mit Quarz, detritischen Kalifeldspäten, Plagioklasen und Hellglimmern,

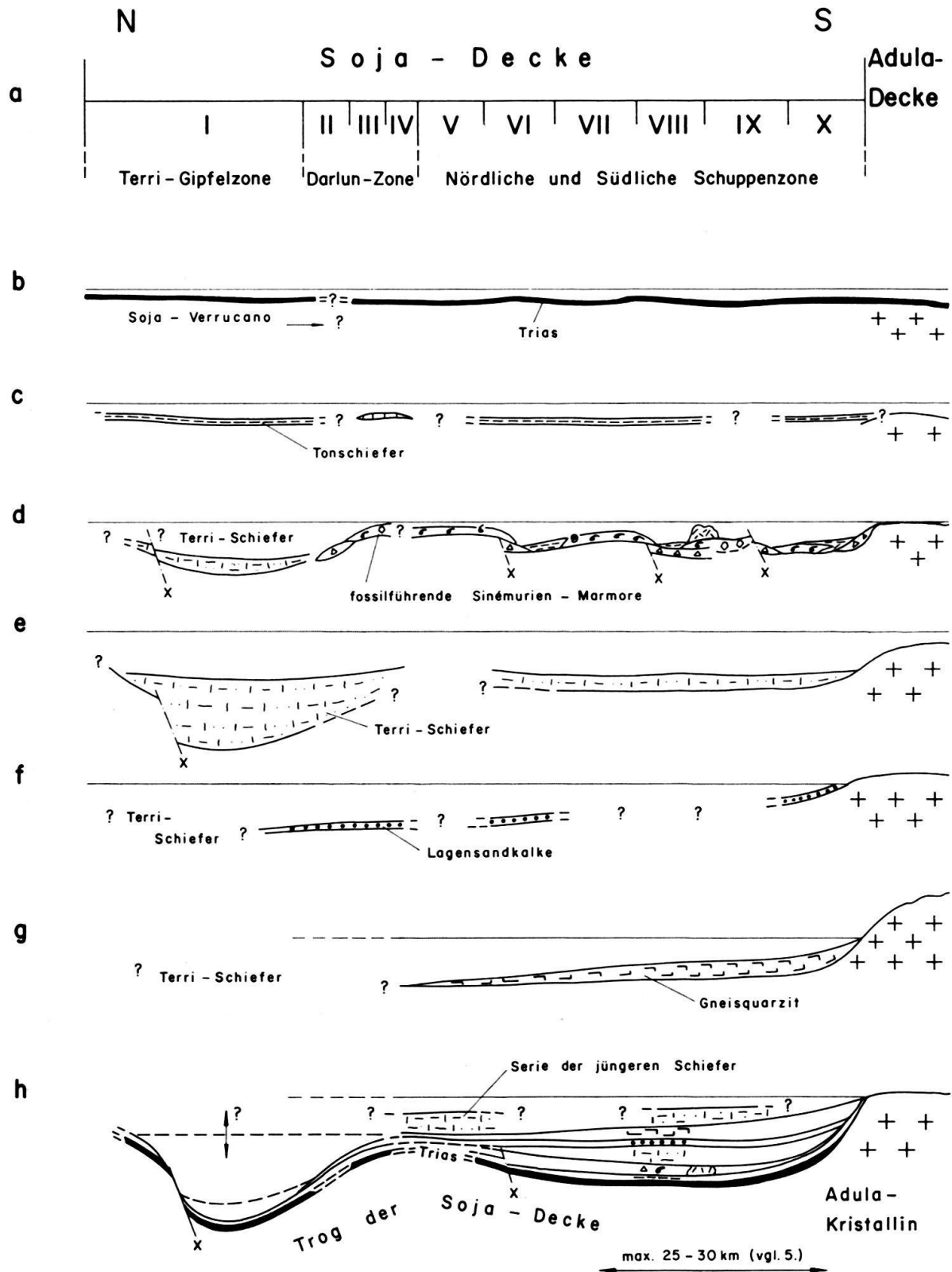


Fig. 6. Schema der Entwicklung des Ablagerungsraumes der Zone Piz Terri - Lunschania (Erläuterungen im Text).

weiter im Norden fast ohne Kalifeldspat abgelagert. Die Schüttung erfolgt in dieser Phase höchstwahrscheinlich von Süden her, sind doch die größten detritischen Feldspäte in den Gneisquarziten des S-Schenkels der «Alpettas-Synform» zu finden (bis 4 mm Durchmesser, vgl. 2.2.4).

- h) In einer letzten Phase ist ein Grossteil der südlich gelegenen Schwelle eingeebnet. Kalkpräzipitation und Einschwemmung von feinem Detritus überwiegen. Diese als «Schiefer der jüngeren Serie» bezeichneten Ablagerungen sind nur in der Nördlichen Schuppenzone erhalten, scheinen aber gegen NE die Hauptmasse der von NABHOLZ (1967) «Terri-Tonschiefer» (aber jünger als die Schiefer am Piz Terri!) genannten Serie zu bilden. Möglicherweise wurden diese jüngeren Serien während der späteren alpinen Bewegungen abgeschert und sind in unserem Querschnitt nur noch reliktsch in Einwicklungen vorhanden.

Abgrenzung des Soja-Troges im Norden und Süden, zur Frage der überregionalen lithostratigraphischen Korrelation

Im Norden des Soja-Troges liegt der Sedimentationsraum des gotthardmassivischen Mesozoikums mit etwas weniger monotonen Serien als in der Terri-Gipfelzone. Wir haben keinerlei Evidenzen für eine Schwelle zwischen diesen beiden Ablagerungsräumen gefunden. Auf lithostratigraphische Vergleiche unserer penninischen Sedimente mit den gotthardmassivischen, die ihrerseits schon lithostratigraphisch eingestuft sind, gehen wir hier nicht ein; sie sind aber schon seit langem gemacht worden (z. B. STAUB 1958).

Im Süden hat wahrscheinlich eine Schwelle aus Adula-Kristallin existiert. Es lässt sich allerdings schwer erklären, warum die im Soja-Mesozoikum so charakteristischen Gneisquarzite in den Bündnerschiefern der Adula-Decke in dieser Ausbildung unbekannt sind. Wenigstens die Valser Schuppen, die wir im Nordteil des Adula-Troges beheimaten, sollten doch ein ähnliches detritisches Sediment aufweisen. Bilden die Albitquarzite das Äquivalent (vgl. NABHOLZ 1945), so könnte das heissen, dass auf der S-Seite der Schwelle andere Serien, z. B. prätriasische Metasedimente der Adula-Deckenhülle, erodiert wurden. NABHOLZ (1945) hat die Bündnerschiefer-Abfolge der Adula-Decke und der Zone Piz Terri – Lunschania lithostratigraphisch korreliert. Für den unteren Teil der stratigraphischen Kolonne (Serie B in Fig. 5) sind wir mit ihm einverstanden. Die beiden Becken waren zu dieser Zeit (unt. Sinémurien) bestimmt noch kaum differenziert. Später, nach der deutlichen Trennung in 2 Tröge, haben aber sicher beträchtliche Unterschiede in der Sedimentation bestanden; die Korrelation wird problematisch.

4. Beschreibung der Gesteinstypen und ihrer Lagerungsverhältnisse

4.1 Einleitung und Nomenklatur

Tabelle 1 gibt eine Übersicht über den Mineralbestand der verschiedenen makroskopisch im Feld unterscheidbaren Gesteinstypen. Im übrigen verweisen wir auf den unpublizierten Annex, wo auf ausgewählte Schiffe speziell eingegangen wird

(S. 20–46). Wir beschreiben im folgenden die Gesteine im Verband und geben ihre Lagerungsverhältnisse an.

Zu Tabelle 1:

- Hauptgemengteile (H): in grosser Menge vorhandene, verbreitete gesteinsbildende Mineralien (>10%).
- Nebengemengteile (N): verbreitete, aber in geringeren Mengen vertretene gesteinsbildende Mineralien (10–2%).
- Akzessorien (a): in sehr geringen Mengen vorhandene Mineralien (<2%).
- Übergemengteile (U): nicht in allen Schliffen beobachtete Mineralien, die jedoch lokal stark angereichert und wesentlich, d. h. als N bis H, am Gesteinsaufbau beteiligt sein können.

Korngrössenbezeichnung (vgl. im Text):

	Durchschnittlicher Korndurchmesser in mm ⁴⁾	
	bei prätriasischen Gneisen und Ophiolithen	bei mesozoischen Meta-Sedimenten
mittelkörnig		0,2 – 2
kleinkörnig	0,33–1	0,063–0,2
feinkörnig	0,1 – 0,33	< 0,063
sehr feinkörnig	< 0,1	

4.2 Prätriasische Gesteine

Sie bauen vor allem die südlich an unser Untersuchungsgebiet anschliessenden tieferen Elemente der Adula-Decke auf. Wir verweisen auf die ausführlichen Beschreibungen von KOPP (1923), JENNY (1923), MÜLLER (1958), VAN DER PLAS (1959) und EGLI (1966).

Grob können wir im Feld drei Gruppen, welche im allgemeinen feinkörnig bis kleinkörnig (vgl. 4.1) ausgebildet sind, unterscheiden:

a) *Chloritgrüne Glimmerschiefer*: Sie haben am SW-Rand unseres Gebietes den Hauptanteil am Aufbau der Unteren Valser Schuppen, sind monoton entwickelt, oft stark verfaltet und zeigen rostbraune Anwitterungsfarbe. Gelegentlich finden wir (ohne sichtbaren tektonischen Kontakt) 0,2 bis 2 m mächtige Gneisbänke eingeschaltet, welche in Lagen viel Albit führen können. Wir fassen die ganze Serie als *prätriasische Meta-Sedimente* auf, wollen aber einschränkend bemerken, dass verschiedene Autoren sich zur Genese dieser eingelagerten Gneise sehr vorsichtig oder überhaupt nicht äussern; einig sind sie sich lediglich über das prätriasische Alter. Die Glimmerschiefer gleichen sehr stark den phyllitischen Varietäten des Soja- sowie des helvetischen *Verrucano*.

b) *Phengitgneise*: Sie bauen die Kerne der Adula-Teillappen auf und werden heute im allgemeinen zum Grossteil als hercynisch intrudierte, saure Magmatite angesehen. Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter ergeben hercynische Werte, allerdings mit grossem Fehler behaftet (mündl. Mitteilung Frau Prof. E. Jäger, vgl. auch JÄGER

⁴⁾ Vgl. 6.4: Korngrössenangaben metamorpher Sedimente sind problematisch.

et al. 1967). Eine Varietät ist besonders zu erwähnen: die *Augengneise*, im speziellen der Riesenaugengneis der Oberen Valser Schuppen.

c) Die relativ geringmächtigen (maximal 10 m), z. T. phengitischen, z. T. aber auch hellglimmerfreien *Gneiseinschaltungen im Aul-Lappen* sind schwierig genetisch zu beheimaten. Wir neigen am ehesten dazu, in ihnen randliche, kalifeldspatarme Anteile des hercynischen Intrusivkörpers zu sehen (vgl. VAN DER PLAS 1959). Grünliche, sehr feinkörnige bis feinkörnige Varietäten mit Aktinolith sind makroskopisch fast mit sehr feinkörnigen Prasiniten (Typ O3 in Tab. 1c) zu verwechseln. Gelegentlich fallen Gneise mit opakem Pigment auf, welche wahrscheinlich vergneiste prätriasische Meta-Sedimente darstellen. Sicher handelt es sich bei allen diesen Gneisen im Aul-Lappen nicht um mesozoische Bündnerschiefer-Quarzite, wie KOPP (1933) annahm; Vergesellschaftung mit Phengitgneisen und ein Vergleich mit den Gneisen des Fanella-Lappens unterstützen die Annahme, ihr Alter sei prätriasisch.

4.3 Trias

Die Trias ist (typisch für den penninischen Raum) immer stark zerrissen und meistens tektonisch in der Mächtigkeit reduziert; eine stratigraphische Abfolge kann in unserem Gebiet nirgends mit Sicherheit angegeben werden. Die dem *Quartenschiefer ähnlichen Phyllite* stellen bestimmt das metamorphe Äquivalent der obersten helvetischen Trias dar; die immer geringmächtigen Trias-Quarzite und -Dolomite könnten der unteren bzw. mittleren helvetischen Trias entsprechen, ebensogut aber auch stratigraphische Einschaltungen in die Quartenschiefer-Serie sein. Die *Trias ist im ganzen Gebiet ähnlich ausgebildet*. Immerhin fällt auf, dass graue Trias-Dolomite bei uns nur im Bereich des Aul-Lappens und der Grava-Serie auftreten. Die *Dolomite* zeigen oft die Struktur von sedimentären Brekzien (mit rekristallisierten Dolomitmikrit-Komponenten) und grosse idiomorphe Plagioklase (vgl. Schluss von 6.3). Der Rekristallisationsgrad des Mikrites in den Brekzienkomponenten konnte gelegentlich als brauchbares Hilfsmittel für die Zuordnung der Trias zu einer bestimmten tektonischen Einheit zugezogen werden, da der Dolomit in Nähe des Überschiebungshorizontes stärker rekristallisiert ist (vgl. unpubl. Annex, S. 40ff.). *Rauhwacken* sind vorwiegend an Schuppenzonen gebunden und durch Auswalzung entstanden; wir beobachten in ihnen oft regellos eingequetschte bis faustgrosse Bruchstücke benachbarter Gesteine. *Arkosen* finden wir nur in den Oberen Valser Schuppen, wo sie dem Riesenaugengneis auflagern. Ein spezielles Problem bildete die stratigraphische Zuordnung der *weissen Marmore*, welche vor allem im Aul-Lappen schön ausgebildet sind (vgl. Fig. 3). Zuerst zogen wir ihre Trias-Zugehörigkeit (vgl. KOPP 1933 und NABHOLZ 1945) in Zweifel, da in unserem Querschnitt weder aus der helvetischen noch aus der penninischen Trias weisse Kalkmarmore in so mächtiger Ausbildung bekannt sind. Nun konnten wir aber beobachten, dass sie – wenn auch selten – mit sicher triasischen Dolomiten, Quartenschiefer ähnlichen Phylliten und Quarziten verknüpft sind; zudem kommen sie geringermächtig auch in den ophiolithfreien Abfolgen der Soja-Decke vor, was wir als Indiz dafür werten, es könne sich nicht um durch Kontaktwirkung veränderte Bündnerschiefer-Marmore handeln. Die Möglichkeit, dass es sich um dedolomiti-

Tabelle 1a: Quantitative mineralogische Zusammensetzung der triasischen und prätriasischen Gesteine

Typ - Bezeichnung	Tektonische Einheit	Gesteinstypen Tr = triasische Gesteine PG = prätriasische Gesteine	Quarz	Calcit (meist mit Fe)	Dolomit (meist mit Fe)	Kalifeldspat	Plagioklase	Muskovit, Phengit	Paragonit	Paragonit/Phengit (mixed-layer)	Chlorite	Biotite	Stilpnomelan	Aktinolith	blaugrüne Hornblende	Epidot-Gruppe (Neubild.)	opakes Pigment (meistens Graphit)	Akzessorien (z.T. detritisch, z.T. Neubildungen) (unterstrichen in allen Proben vorhanden)	Anzahl Proben () mit Röntgendiffraktometer untersucht
Tr 1	alle	Quartenschief.-ähnli. Phyll.	H-N	U	U	U	U	U	U	U	U	U				U		Gi, Ti, Ru, Zi, Or, Ap, Tu, OC, Il, Py, Hä	17 (7)
Tr 2	GS, AL	hell- bis m'graue Dolomite	U	U	U	U	U ¹	a-N	a	a	a ⁵					a		Ru, Zi, Tu, Or, OC, oE, Hä	8 (2)
Tr 3	alle	beige Dolomite	U	U	U	U	U ¹	a-N	(a)	U ⁵								Ru, Zi, Tu, Ap, OC, oE, Hä	14 (3)
Tr 4	alle	Rauhacken	N	H	H	H	a	N	N ⁵							(a)	(a)	oE	1 (1)
Tr 5	alle	helle Schiefer, z.T. marm.	N	H	U	U	U ¹	N-H	(a)	(a)	U ⁵	(a)						Ru, Zi, Tu, Ti, Or, OC, Py, Hä	14 (3)
Tr 6	alle	weisse Marmore, z.T. dolom.	(a)	H	U	U	(a) ¹	a	(a)	(a)	U ⁵					(a)		Ti, Ru, Zi, Tu, Or, OC, Il, Py, Hä	8 (2)
Tr 7	GS, AL	w. Marm. m. grün. Schlieren	N-H	H	(a)	(a)	(a) ¹	a-N	a-N	a-N ⁴					(a)	a-N		Ti, Ru, Zi, Tu, Or, oE, Hä	7 (1)
Tr 8	GS, TL	grünliche Quarzite	H	U	U	U	a	N-H	(a)	(a)	N	(a)				(a)		Ru, Zi, Tu, Or, Ap, Py, Hä	5 (1)
Tr 9	alle	weisse Quarzite	H	(a)	(a)	(a)	a	N-H	a ⁵							(a)		Ru, Ti, Zi, Tu, Or, Ap, OC, Py, Hä	7
Tr 10	OVS	(permo-)triasische Arkosen	H	H	a	a	H	N-H	N							a		Ru, Tu, Py, Zi, Or, OC, Il, Hä	3 (1)
PG 1	AL, UVS	praetrias. Glimmerschiefer	H	(a)			a	H	a	H ⁴	(a)					a		Zi, Tu, Ap, Ru, Or, OC, Il, Py, Hä	3 (1)
PG 2	AL	helle, grünli.-beige Gneise	H	a-N	(a)		H	N-H	U ⁵							(a)		Ti, Zi, oE, Hä, OC	5 (2)
PG 3	AL	grau-beige Gneise	H	U		(a)	H ¹	H	U ⁵							(a)		Ti, Zi, Or, OC, oE, Hä	7 (1)
PG 4	AL	hellgraue bis hellgrüne, "massige" Gneise	H	U		(a)	H ¹	U	U ⁵							U		Ti, Ru, Zi, Or, oE, Hä	7 (3)
PG 5	AL	schwach gebänderte, h'graue Gneise, selten grobkörnig	H	U	(a)	U	H	N	(a)	(a)	(a)					U		Ti, Zi, Hä, OC, oE	5
PG 6	AL	grüne Gneise, gut par'text.	H	U		U	H	N-H	(a)	(a)	(a)					(a)		Ti, Zi, Hä	5 (1)
PG 7	UVS, FL	grünli., schiefrige Gneise	H	(a)		U	a-H	N-H	U ⁴	(a)						(a)		Ti, Ru, Zi, Ap, Or, Gr ² , OC, Il, oE, Hä	5
PG 8	AL	Phengitgneis	H	a			H	H	a	(a)						(a)		Ti, Ru, Zi, OC, oE, Hä	2
PG 9	OVS, FL	weisse, l. phengit. Gneise	H	(a)		N-H	N-H	N	U ⁴	(a)						(a)		Ti, Ru, Zi, Or, OC, Gr ² , Il, oE, Hä	5
PG 10	OVS, FL	phengit. Augengneise (inkl. Riesenaugengneis der OVS)	H				H	H	(a) ⁴	U						U		Zi, Ti, Ru, Or, Gr ² , Ap, OC, oE, Hä	4

Legende:

H = Hauptgemengteil

N = Nebengemengteil

U = Übergemengteil

a = akzessorisch

() = nicht in allen Proben vorhanden

Indices:

1 = z. T. Oligoklas(-Andesin)

2 = nur am SW-Rand des Gebietes, im Fanella-Lappen, gefunden

3 = Fundorte auf der Valser Seite

4 = Prochlorit

5 = Klinochlor und Pennin

GS = Grava-Serie

AL = Aul-Lappen

OVS = Obere Valser Schuppen

UVS = Untere Valser Schuppen

FL = Fanella-Lappen

TL = Zone Piz Terri - Lunschania

sierten Dolomit handelt (vgl. SHEARMAN et al. 1961), ist nicht auszuschliessen; der weisse Marmor zeigt gelegentlich unregelmässig begrenzte Fetzen von beigem Dolomit. In diesem Fall sollten aber doch eigentlich am Kalkmarmor-Dolomit-Kontakt Übergangsstadien festgestellt werden können. Solche Übergänge konnten nirgends mit Sicherheit nachgewiesen werden. Weisse Marmore mit *grünen Schlieren* sind an die Ophiolith-Vorkommen gebunden (vgl. 4.5).

Die *Ablagerungsbedingungen* während der Trias sind in unserem Querschnitt kaum rekonstruierbar. Die Gesteine sind sicher seicht-marin abgelagert. Wahrscheinlich wies der Meerboden schon ein gewisses Relief auf, wie z. B. die Dolomitbrekzien zeigen. Wir haben in triasischen Gesteinen *nie Chloritoid* beobachten können, während er in den Quartenschiefern des Helvetikums weit verbreitet ist (vgl. M. FREY 1969a); liegt hier ein Beweis für küstenfernere Ablagerung der Trias in unserem Raume vor, wenn wir annehmen, dass Kaolinit (in rezenten Sedimenten sehr häufig in Küstennähe abgelagert) das Ausgangsprodukt für die Chloritoid-Bildung darstellt?

Triasische Gesteine sind bei uns praktisch *fossilleer*. In einem Dolomit wurden *Muschelschalen-Querschnitte* (? Prismenschicht, vgl. Annex, S. 20) sowie *pellets* gefunden.

4.4 Bündnerschiefer

4.4.1 Allgemeines, Ablagerungsmilieu

In NABHOLZ (1945) und in der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die mächtigen Bündnerschiefer-Abfolgen der Adula- und Soja-Decke petrographisch und stratigraphisch zu gliedern (vgl. auch 3.). Eine im Feld mögliche Unterteilung in verschiedene Gesteinstypen wird in Tabelle 1b angegeben. Den überwiegenden Anteil am Aufbau der Bündnerschiefer-Abfolgen bilden in allen tektonischen Einheiten (abgesehen vom Aul-Lappen) die normalen, kleinkörnigen, *vorwiegend kalkigen Schiefer und Phyllite*, die einen wechselnden Sand- und Tongehalt besitzen und in denen z. T. dünne Marmor- oder Quarzitlagen eingeschaltet sind. Bei diesen «banalen» Bündnerschiefern ist eine weitere Gliederung nicht möglich, indem über Hunderte von Metern eine stete Wechsellagerung vorwiegend kalkiger, toniger oder sandiger Zusammensetzung mit allen möglichen Übergängen festgestellt werden kann. Primäre Ablagerungsverhältnisse lassen sich im Detail kaum rekonstruieren; sicher ist lediglich, dass die Sedimentation stark *detritisch beeinflusst* wurde und unter reduzierenden Bedingungen stattfand (hoher Pyritgehalt). Die tektonischen Bewegungen, verbunden mit Drucklösung der mobilen Phasen (vor allem Quarz und Calcit), und die Rekristallisation lassen nicht entscheiden, ob ursprünglich mehr Sedimentstrukturen vorhanden gewesen sind (vgl. auch 6.4). *Fossilien* (meistens Crinoiden-Trümmer) sind selten und fast ausnahmslos *schlecht erhalten*. Die «banalen» Bündnerschiefer unterscheiden sich in den verschiedenen tektonischen Einheiten petrographisch kaum voneinander. Wenn wir hingegen den Gesamtaspekt im Feld berücksichtigen, sind es paradoxerweise Auswirkungen der Tektonik, welche uns die Zuordnung der Schiefer zu einer bestimmten tektonischen Einheit erleichtern; je grösser nämlich die mechanische Beanspruchung war, desto auffälliger sind die sekretionären Quarz-Calcit-Gänge entwickelt. So ist es z. B.

meistens mit Leichtigkeit möglich, die Terri-Schiefer (Serie C in Fig. 5) von den Phylliten der Grava-Serie mit ihrer Unzahl von Sekretionen abzutrennen.

Fossilmarmore, Lias-Dolomitbrekzien und Gneisquarzite stellen lithologische Bezugshorizonte dar; ihre Entwicklung ist charakteristisch für bestimmte tektonische Einheiten. Sie zeigten sich ihrer relativen Rigidität wegen weniger anfällig für tektonische Überprägung. *Primärstrukturen und Fossilien* blieben z. T. in relativ gutem Zustand erhalten. Die Lias-Dolomitbrekzien sind sicher im ganzen Gebiet des Adula- und Soja-Raumes auf ähnliche Weise gebildet worden; wir denken am ehesten an eine Art *Slope-Brekzie* an Schwellenrändern.

4.4.2 Bündnerschiefer der Grava-Serie

Die Grava-Serie ist vorwiegend aus monotonen, stark tektonisierten und kavernös verwitternden *Phylliten voller Quarz-Calcit-Adern* aufgebaut. Randlich eingelagert finden wir in sehr geringer Mächtigkeit (5–30 cm) Horizonte von Lias-Dolomitbrekzien (ohne Paragonit; mit fraglichem Oolith-Bruchstück, vgl. Annex, S. 23), Albitquarziten sowie atypisch entwickelten Calcit-Albit-Schiefen (vgl. 4.4.3).

4.4.3 Bündnerschiefer des Aul-Lappens

Die auffälligste Ausbildungsform von Bündnerschiefen ist im Aul-Lappen der einige hundert Meter mächtige *Aul-Marmor* (vgl. Fig. 3); er ist partienweise schiefrig ausgebildet und dann nicht immer leicht von den eigentlichen Kalkschiefern des Aul-Lappens zu unterscheiden. Der Aul-Marmor zeigt gelegentlich Kiesel-schnüre sowie Crinoiden-Querschnitte, Kleingastropoden und an einer Stelle einen fraglichen Seeigel (vgl. Annex, S. 26); er dürfte also in einem ähnlichen Milieu wie die Fossilmarmore der Zone Piz Terri – Lunschania abgelagert worden sein. Am ehesten stellen wir uns eine relativ rasch subsidierende Schwelle vor, auf welcher detritische Zufuhr immer nur in untergeordnetem Masse stattfand.

Lias-Dolomitbrekzien sind im Aul-Lappen selten und führen keinen Paragonit; sie lassen sich im Feld nicht von denjenigen der Grava-Serie oder der Zone Piz Terri – Lunschania unterscheiden und zeigen gelegentlich Bryozoen-Querschnitte (vgl. Annex, S. 27). Im unteren Aul-Lappen sind *schwarze (Calcit-)Albit-Schiefer* weit verbreitet; Albit kann bis 60% des Mineralbestandes ausmachen. Die Albite zeigen *starke Pigmentierung* (makroskopisch: schwarz!), oft syn- bis postkinematisches Wachstum und schliessen in seltenen Fällen feinststengeligen Aktinolith (nie in der Grundmasse) ein. Der hohe Albit- und damit für Bündnerschiefer abnormal hohe Na-Gehalt ist durch einen *genetischen Zusammenhang mit den Ophiolithen* am besten erklärbar. Aktinolith finden wir zudem sonst nur in Ophiolithen und einigen prätriasischen Gneisen, auch neugebildeter Epidot ist normalerweise in Bündnerschiefen nicht vertreten. In unserem Falle scheinen folgende Erklärungen für den hohen Albitgehalt dieser Schiefer möglich – sie besitzen spekulativen Charakter, da eventuelle Primärstrukturen durch Metamorphose und Tektonik unkenntlich gemacht (vgl. z. B. 4.5.1) und zudem die Gesteine nicht geochemisch untersucht wurden:

- a) Bildung an Primärkontakten bei Extrusion (bzw. Intrusion nahe des Boden-Wasser-Kontaktes, d. h. bei schneller Abkühlung), Na-Zufuhr aus Ophiolithen

- (? oder aus dem Porenwasser), Albitbildung unter Reaktion mit Al der Hellglimmer in den Sedimenten;
- b) Vermischung von basaltischem und sedimentärem Material während der Extrusion (Tuff oder Asche);
 - c) Na-Zufuhr während der Regionalmetamorphose.

Eine detritische Herkunft der Albite (Albit-Schüttung) kann wegen ihres oft eindeutig (syn- bis) postkinematischen Wachstums ausgeschlossen werden. Im Falle *b* würde man eigentlich viel mehr Mg bzw. Chlorit im Gestein erwarten. Am vernünftigsten scheinen uns die Erklärungen *a* und *c* (evtl. kombiniert), wobei uns Beispiele primärer Albitisierung aus der Literatur nicht bekannt sind (vgl. 4.5.2).

4.4.4 Bündnerschiefer der Valser Schuppen

In den Valser Schuppen zeigen die Bündnerschiefer in unserem Gebiet keinen wesentlich anderen Aspekt; sie sind am ehesten mit den Grava-Phylliten vergleichbar. In 2.1.4 haben wir auf die Relikte von Adula-Mesozoikum in der oberen Val Stgira hingewiesen, die wir tektonisch in ähnlicher Stellung wie die Unteren Valser Schuppen einordnen. In diesen geringmächtigen Bündnerschiefern konnten Bryozoen-Querschnitte beobachtet werden (vgl. Annex, S. 27).

4.4.5 Bündnerschiefer der Zone Piz Terri – Lunschania

Ihre Sedimente sowie deren Ablagerungsmilieus und Lagerungsverhältnisse wurden bereits in 2.2 und 3. ausführlich besprochen. Als lithologische Bezugshorizonte brauchbar sind Fossilmarmore, Tonschiefer, Gneisquarzite und die Quarzite der Lagensandkalk-Serie (vgl. Fig. 5). In den *Fossilmarmoren* werden relativ häufig Gryphäen, Crinoiden, Seeigel, Kleingastropoden, Bryozoen und fragliche Milioliden gefunden (vgl. Annex, S. 28ff.), wobei allerdings nur die *Gryphäen* (vgl. 1.4) biostratigraphischen Leitwert besitzen. Die eigentlichen *Terri-Schiefer* (Serie *C* in Fig. 5) zeigen nur in Ausnahmefällen mikroskopisch kleine, kümmerliche Crinoiden-Querschnitte (vgl. Annex, S. 29ff.) und erweisen sich sonst als fossil leer. Im Zusammenhang mit den *Gneisquarziten* (vgl. 2.2 und 3.) bleibt lediglich anzufügen, dass die detritischen *Kalifeldspäte* höchstwahrscheinlich aus im Süden abgetragenen Kristallin stammen. Sie zeigen den gleichen «dusty» Habitus (vgl. VAN DER PLAS 1959), Mikroklitterung und perthitische Entmischung wie die Kalifeldspäte der prätriasischen Augengneise im Fanella-Lappen und den Valser Schuppen (vgl. Annex, S. 24). Die Gneisquarzite zeigen einen kontinuierlichen Übergang zu den Schiefer der jüngeren Serie; Kalifeldspat bzw. Albit verschwindet, und gleichzeitig nimmt der Calcit-Gehalt zu. Die dunklen *Lias-Dolomitbrekzien* sind, im Gegensatz zu denjenigen des Adula-Mesozoikums, paragonitführend. Ein Unterschied in der Ausbildung der *Kalkschiefer der Darlun-Zone* (vgl. 2.2.5) besteht nur insofern, als diese deutlich weniger Quarz-Calcit-Sekretionen als die Terri-Schiefer der anderen tektonischen Untereinheiten zeigen (vgl. 5.).

4.5 Ophiolithe und Mischgesteine

4.5.1 Allgemeines, Definitionen

Das Auftreten von Ophiolithen ist in unserem Gebiet ausschliesslich auf die tektonischen Elemente der Misoxer Zone (insbesondere den Aul-Lappen) beschränkt. Wir verwenden im vorliegenden Text den Begriff «Ophiolith» in Anlehnung an frühere Autoren, welche darunter Gesteine eines initialen Magmatismus in Zusammenhang mit einer Orogenese verstanden. In unserem Gebiet sind nur *gabbroid-basaltische Ophiolithe* vertreten; Serpentinitt fehlt (vgl. aber NABHOLZ 1945). Im Felde lassen sich die in Tabelle 1c angegebenen Ophiolith-Typen unterscheiden. Sie sind feinkörnig bis feinkörnig ausgebildet und besitzen sehr oft poikiloblastische Struktur. Meist handelt es sich um *Prasinite*; Gesteine mit extremem Chemismus sind selten. Im oberen Aul-Lappen fanden wir einen m-mächtigen Horizont, welcher zu 80% aus Chlorit besteht (Typ OS 10 in Tabelle 1c); wir interpretieren diese Lage als *metamorpher Tuff*. Die Prasinite lagern in 1–50 m mächtigen, verfalteten Horizonten *konkordant* zwischen Bündnerschiefern, Trias und prätriasischen Gneisen. Die einzelnen Horizonte sind im allgemeinen uniform ausgebildet und lassen vom Rand zum Zentrum keine Änderungen in Korngrösse oder Mineralbestand erkennen. In Ausnahmefällen beobachten wir eine *Gabbro- bzw. Dolerit-Reliktstruktur*, welche diffus-schlierenförmig immer nur im Zentrum der mächtigeren Prasinit-Horizonte auftritt (vgl. 4.5.3).

An primären, nicht tektonischen Kontakten zum Nebengestein (vgl. 4.5.2) ist der Prasinit oft stark gebändert (chlorit- bzw. epidotgrün, im mm- bis cm-Bereich). Die Epidot-Bänder haben sehr oft die Form langgezogener Linsen, sind aber selten mehr als 2 cm mächtig (vgl. Fig. 7). Da diese Bänderung meistens an nichttektonische Kontakte zum Nebengestein gebunden ist, interpretieren wir die Strukturen als durch die Metamorphose praktisch *unkennlich gemachte «pillows»* oder *Meta-Hyaloklastite, s.l.* (vgl. DIETRICH 1969).

In einem Block (Lokalgletscher) wurden ebenfalls fragliche, rundliche ?Minipillows, z. T. mit Epidot-Rand (Maximaldurchmesser 5 cm), die in prasinitischer Grundmasse schwimmen, entdeckt (vgl. Annex, S. 31).

DIETRICH (1969) zeigt sehr schön, wie in der Platta-Decke bei höhergradiger Metamorphose die Primärstrukturen verschwinden und bereits in der untersten Grünschieferfazies nicht mehr identifizierbar sind; unsere Interpretation ist also auf jeden Fall mit Vorsicht zu geniessen.

Als *Mischgesteine* (bzw. «*Ophistromatite*») bezeichnen wir eine dünnsschichtige Wechsellagerung (mm- bis cm-Bereich) von ophiolithischem und sedimentärem Material, welches meistens bereits im Feld erkannt wird (Sedimentlagen schwarz, Ophiolithlagen grün), ebenfalls Prasinite mit abnormal hohen Calcit-, Quarz- und Hellglimmer-Gehalten. Sie sind nicht immer an Ophiolith-Kontakte gebunden, sondern können auch isoliert, z. B. in prätriasischen Gneisen zusammen mit Bündnerschiefern (oft Calcit-Albit-Schiefern), auftreten (zur Genese vgl. 4.5.3). Der *Ophistromatit der Grava-Serie* (Typ OS 1 in Tabelle 1c) tritt als 2 m mächtige, lateral rasch auskeilende Linse, deren Lagerungsverhältnisse nicht beurteilt werden können, auf.

Tabelle 1c: Quantitative mineralogische Zusammensetzung der Ophiolite und Mischgesteine (Ophistromatite)

Legende und Indices vgl. Tab. 1a

Bezeichnung des Typs	Tektonische Einheit	Gesteinstypen O = Ophiolithe OS = Ophistromatite	Quarz	Calcit (meist mit Fe)	Dolomit (meist mit Fe)	Plagioklase	Muskovit, Phengit	Paragonit/Phengit (mixed-layer)	Chlorite	Biotit	Stilpnomelan	Aktinolith	blaugrüne Hornblende	braune Hornblende	Epidot-Gruppe (Neubild.)	Opakes Pigment (meistens Graphit)	Akzessorien (z.T. detritisch, z.T. Neubildungen) (unterstrichen: in allen Proben vorh.) Ti Titanit, Tu Turma- lin, Zi Zirkon, Ru Ru- til, Ap Apatit, OC Oxi- chlorit, oE opakes Erz, Py Pyrit, Il Ilme- nit, Hä Hämatit	Anzahl Proben () mit Röntgendiffrakto- meter untersucht
O 1	AL	d'grüne Prasinite, z.T. grobkörnig, z.T. m. cm-mächt. Epidotschlieren	U	U	H	H	N	H ⁴	U	N-H					N-H		Ti, Tu, Py, Hä	7
O 2	AL	hellergrüne Prasinite	a	U	H	H	U	H ⁵	U	(a)	N-H			(a)	N-H		Ti, oE, Hä	11 (2)
O 3	AL	s. feinkörn. grünl.'graue Ophiolithe	U	U	H	H	a	N ⁵	H	N-H					N-H		Ti, Il, oE, Hä	3
O 4	AL	d'grüne Oph. m. grossen Hornblenden	a		H	H	a	N ⁴		H	a		H		H		Ti (als N), OC, oE, Hä	1
O 5	AL	Oph. m. ?reliktischer Gabbrostruktur			H	H				N	N		H		N		Ti (als N), oE, Hä	1
O 6	AL	Oph. m. grossen Klinozoisiten			H	H			a	a			a		H		Ti, oE, Hä	1
O 7	AL	stark zerschert. ophiolith. Phyllit	(a)	U	(a)	a-H	a-H	H ⁵	H	(a)			(a)			(a)	Ti, oE, Hä	3 (2)
O 8	OVS ³	d'grü. Oph. m. ?relikt. Gabbrostrukt.	N	N	H	H	N	H ⁴	a	N	a				N		Ti (als N), Ap, oE	1
O 9	OVS ³	dunkelgrüner Prasinit	N	a	H	H		H ⁴		a	a		a		N		Ti (als N), OC, oE, Hä	1
OS 1	GS	Ophistromatit-Linse	H		H	H	H	H ⁴							a		Ti, Ru, Zi, Ap, oE	1
OS 2	AL	Ophistr. a. Kont. zw. Kk'schief. u. Oph.	a	N	H	H	H	H ⁵	a				H		H		Ti, Tu, oE, Hä	1
OS 3	AL	Ophistr. zw. Trias u. Kalkschiefen	N-H	U	a	N-H	N	a		a-N					a-N		Ru, Zi, Ti, Ap, OC, Py, Hä	5 (1)
OS 4	AL	Ophistr. a. Kont. zu Kk-sa Bü'schief.	H	H	H	H	H	a ⁴							a		Ti, oE, Hä	1
OS 5	AL	Ophistr. a. Kont. zu Cc-Alb-Schief	U	H	a-H	a-H	a-H	H ⁵	U			U			U		Ti, Zi, Tu, oE, Hä	8 (1)
OS 6	AL	Ophistr. a. Kont. zu weissem Marmor	N	H	N	N	N	H ⁵							a		Ti, oE, Hä	1
OS 7	AL	Ophistr. in praetriasischen Gneisen	N		H	H	H	a				N			(a)		Ti, Zi, oE, Hä	1
OS 8	AL	Ophistr. a. Kont. zw. praetriasischen Gneisen und Ophiolith	N	a	H	a	a	H ⁵							a		Ti	1
OS 9	AL	Ophistr. cm-mächt. Lagen in Kk'schief- fern, in Nähe eines Ophioliths	H	H		a	H	H							a		Ru, Zi, Tu, OC, Hä	1
OS 10	AL	ophistrom. Lage i. Kk'schief. (?Tuff)	U	H		a	a	H ⁵							a		Ti (als N), Py, Hä	2

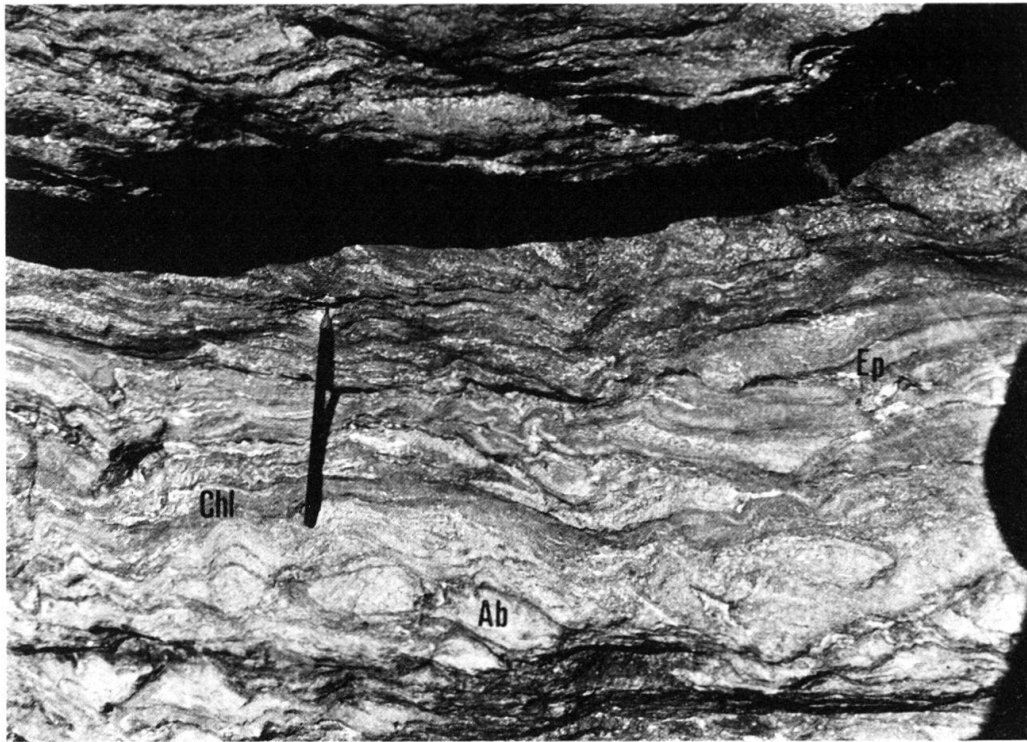


Fig. 7. Gebänderter Prasinit (Erläuterungen vgl. Text).

Ab = albitreiche Partien
 Ep = epidotreiche Partien
 Chl = chloritreiche Partien

4.5.2 Kontakte der Ophiolithe zu ihren Nebengesteinen (vgl. unpubl. Annex, S. 32 ff.)

Wir können im Aul-Lappen, wo die Ophiolithe mit den verschiedensten Nebengesteinen vergesellschaftet sind, sowohl eindeutig *tektonische Kontakte* (a) wie eindeutig *nichttektonische Kontakte* (b) feststellen. Im Verband mit weissen Marmoren wurden fast ausschliesslich tektonische Kontakte beobachtet, die anderen Nebengesteine zeigen beide Arten.

a) *Tektonische Kontakte*. Anzeichen von Relativbewegungen zwischen Ophiolith und Nebengestein finden wir sehr häufig am Kontakt zwischen Ophiolith und (Calcit-)Albit-Schiefern (vgl. Fig. 7) bzw. weissen Trias-Marmoren (vgl. Annex, S. 32). Die weissen Marmore «mit grünen Schlieren» kommen nur am Kontakt zu Ophiolithen vor; sie enthalten gelegentlich eingeschuppte Prasinitlinsen und noch 5 m vom Kontakt entfernt authigene Mineralien wie Chlorit, Titanit und Epidot, selten auch blaugrüne Hornblende. Wir schreiben diese Neubildungen der Ionen-diffusion während der Metamorphose zu. Kurz ein Beispiel eines schön ausgebildeten tektonischen Kontaktes (Koord. 728.080/164.260/2520 m):

In Figur 8 erkennen wir oben einen kompakten Prasinit (Paragenese 64 in Tab. 2b); Aktinolith ist in grösseren Stengeln subparallel zum Kontakt angeordnet. In der Bildmitte fällt die stark verschieferte Zone mit Quarz-Calcit-Adern auf; der Grünschiefer enthält hier 70% feinststengeligen Aktinolith, während der Albit-Gehalt fast auf Null zurückgeht (Paragenese 62 in Tab. 2b). Aktinolith ist in zwei



Fig. 8. Tektonischer Ophiolith-Kontakt (Erläuterungen vgl. Text).

Schieferungsflächen jeweils parallel angeordnet; bis 3 mm grosse Aktinolithe (mit Kern von brauner Hornblende) liegen in s_1 ⁵⁾, sind aber nach s_2 zerrissen, wobei sich in den Rissen nach s_2 angeordnete, feinststengelige Aktinolithe gebildet haben. Am linken unteren Bildrand ist (schlecht erkennbar) ein Mischgestein aufgeschlossen (Paragenese 75 in Tab. 2b, nur am Kontakt zu Ophiolithlagen aktinolithführend); es zeigt zum reinen Grünschiefer mit der Paragenese 62 einen *scharfen, allerdings verfalteten Kontakt* und führt viel wahrscheinlich posttektonisch gebildeten Albit (Interngefüge). Mögliche Erklärungen für diese Albitisierung wurden in 4.4.3 gegeben. Auffällig an der verschieferten mittleren Partie ist der hohe Aktinolith- und zugleich niedrige Albit-Gehalt, verglichen mit dem hangenden, kompakten Ophiolith. Er könnte einerseits tektonisch (vgl. auch VAN DER PLAS 1959), anderseits primär-chemisch (braune Hornblende nur in Paragenese 62) bedingt sein. Bevorzugte Bildung von Aktinolith in Bewegungszonen ist deshalb nicht auszuschliessen, weil im oberen Aul-Lappen, wo die Prasinite sonst immer aktinolithfrei sind, dieses

⁵⁾ Unter s_1 bzw. s_2 verstehen wir im Allgemeinfall die in nicht orientierten Dünnschliffen erkennbaren Schieferungsgenerationen.

Mineral plötzlich unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Grava-Serie auftritt. Als eindeutiges *Indiz für Relativbewegungen* deuten wir die *zerrissenen Amphibole* sowie die am Kontakt bereits makroskopisch auffallenden *Quarz-Calcit-Adern*.

Eine quantitative Abschätzung des Verschiebungsbetrages aus der Art der Gefüge, die postdeformativ getempert wurden, ist unmöglich. Wir glauben dabei aber nicht an grosse Bewegungen im Sinne der Plattentektonik (vgl. 4.5.3).

b) *Nichttektonische Kontakte*. Sie konnten im Aul-Lappen häufig an Vergesellschaftungen von Ophiolithen mit Bündnerschiefern (nicht immer Calcit-Albit-Schiefer, in seltenen Fällen sogar Aul-Marmor) bzw. mit prätriasischen Gneisen (z. B. Paragenese 77) beobachtet werden (vgl. Annex, S. 32), wobei der Kontakt scharf erscheint. Die Gesteine sind beidseits kompakt und zeigen makroskopisch keine Spuren von Verschiebung. Die in Figur 7 abgebildete Zone mit Epidot-Bändern liegt ebenfalls über einem nicht verschuppten Kontakt mit Mischgesteinen (Paragenese 70 in Tab. 2b), welche ihrerseits die grünen Chlorit-Hellglimmer-Lagen über eine Distanz von 5 m langsam verlieren und nach unten in normale Kalkschiefer übergehen. Auch die Kontakte zwischen Ophiolith und Calcit-Albit-Schiefer scheinen nicht immer tektonisch zu sein; der pigmentierte Albit zeigt hier gelegentlich Kataklasten und wird von neugebildeten Glimmern «umflossen», ist also wahrscheinlich relativ alt; dies brachte uns auch dazu, eine primäre Albitisierung während der Platznahme des Magmas nicht zum vornherein auszuschliessen (vgl. 4.4.3).

Wir haben keine sicheren Anzeichen für Primärkontakte gefunden, was aber Intrusion eines basaltischen Magmas nicht ausschliesst (vgl. z. B. GARRISON et al. 1973), da in wassergesättigten Sedimenten die Wärme durch zirkulierendes Porenwasser rasch abgeleitet werden kann⁶⁾.

4.5.3 Genese

Eine tektonische Platznahme der vorliegenden Ophiolithe im Sinne von Plattenverschiebungen ist unwahrscheinlich. Schon im Feld gewinnt man den Eindruck, innerhalb der durch weisse Marmore voneinander getrennten Teillappen hätten sich nur kleine Relativbewegungen im Zusammenhang mit der Faltung (Biegegleitbewegung) abgespielt. Die Ophiolithe sind zu wenig mächtig, um als selbständig verfrachtete oberste Teile einer ozeanischen Kruste interpretiert zu werden; zudem können die Adula-Gneise, die den Sockel des Adula-Mesozoikums bilden, schwerlich Anteile einer ozeanischen Kruste sein. Am Faltschönhorn lagern an verschiedenen Stellen innerhalb der Teillappen mehrere geringmächtige (1–2 m) Ophiolith-Niveaus übereinander, was ebenfalls viel eher den Eindruck einer primären Abfolge als einer tektonischen Verschuppung erweckt – um so mehr, als hier nirgends triasische Gesteine auftreten.

⁶⁾ Lithifizierung ist eine Funktion des Alters und der sedimentären Überlastung; die Sedimentationsrate der Bündnerschiefer ist nicht abzuschätzen, da wir weder die Dauer der Sedimentation noch die primären Mächtigkeiten kennen; wir könnten uns aber vorstellen, dass zur Zeit der Magmenförderung in beträchtlichem Masse Porenwasser in den obersten Sedimentschichten vorhanden war, um so mehr, als im Pazifik (allerdings geringe Sedimentationsrate!) nur schwach lithifizierte Sedimente unterkretazischen Alters erbohrt wurden.

Wir könnten uns, analog DIETRICH (1969), einen Magmatismus an Schwellenrändern entlang Bruchzonen vorstellen, wobei ein Teil des Magmas nicht weit unterhalb der Sediment-Wasser-Grenzfläche in wasserhaltige Sedimente intrudierte, ein anderer Teil als Lava auf den Meeresboden ausfloss. Als Indiz für Intrusion werten wir die Gabbro-Reliktstrukturen (Gabbros bzw. Dolerite sind oft im Zentrum von Lagergängen ausgebildet, vgl. auch NABHOLZ 1945, S. 63); für Extrusion könnten die fraglichen metamorphen Tuffe (Typ OS 10 in Tabelle 1c) sowie Bänderungen (vgl. Fig. 7) sprechen. Die Serpentinite im Querschnitt des Valser Tals (vgl. NABHOLZ 1945) könnten aus einem ultrabasischen, etwas (aber nicht wesentlich) tiefer liegenden Stockwerk eines differenzierten Magmas stammen, das alpidisch aufgedrungen ist. Die Ophiolithe in unserem Gebiet sind sicher *älter* als die Hauptfaltung (B_3), da sie zusammen mit den Sedimenten nach (B_2 und) B_3 verfaltet wurden (vgl. 5.). Die echten Mischgesteine (vgl. 4.5.1) sind höchstwahrscheinlich nicht tektonisch, sondern durch Infiltration von ophiolithischem in sedimentäres Material entstanden.

5. Tektonik

5.1 Allgemeines

So übersichtlich die Großstrukturen sind, so komplex erscheint die Tektonik im kleinen. Es erwies sich als zeitlich unmöglich, im Rahmen der vorliegenden Arbeit kleintektonische Untersuchungen im Detail zu betreiben.

VOLL (vgl. NABHOLZ & VOLL 1963) hat auf eindruckliche Weise das nördlich anschliessende gotthardmassivische Mesozoikum kinematisch-tektonisch analysiert und dabei festgestellt, dass die Verhältnisse nach Süden immer komplizierter werden. Die kleintektonische Arbeitsweise erfordert eine grosse Anzahl von orientierten Dünnschliffen, wozu in erster Linie strukturell und nicht unbedingt auch für den petrographischen Überblick interessante Proben geschlagen werden. Im folgenden möchten wir auf einige uns wichtig scheinende Beobachtungen kleintektonischer Art eingehen.

Die tektonischen Phasen haben die Gesteine ausgesprochen *selektiv überprägt*; während die inkompetenten Horizonte (z. B. «banale» Bündnerschiefer, vgl. 4.4.1) bereits im Handstück, aber dann vor allem im Aufschluss (mit Hilfe von Quarz-Calcit-Adern, vgl. NABHOLZ & VOLL 1963 und unpubl. Annex, S. 36ff.) mindestens 4 verschiedene Faltungen und Schieferungen erkennen lassen (4 Phasen nur in verdickten Kurzschenkeln), wurden in kompetenten Gesteinen nie mehr als 3 Phasen entdeckt, wobei sich die dritte als Faltung und Schieferung nur im Aufschluss- und Grossbereich äussert. In sehr inkompetenten Horizonten bzw. tektonischen Einheiten (z. B. Grava-Serie) sind die Faltungen und Schieferungen nicht mehr überblickbar.

5.2 Gefüge und Interpretation

In Figur 10 wurden sämtliche im Feld und im Dünnschliff gemessenen Strukturen eingetragen, da im allgemeinen die kleintektonischen Elemente nicht näher indiziert werden konnten. Es mag überraschen, wie einheitlich das Bild trotz der

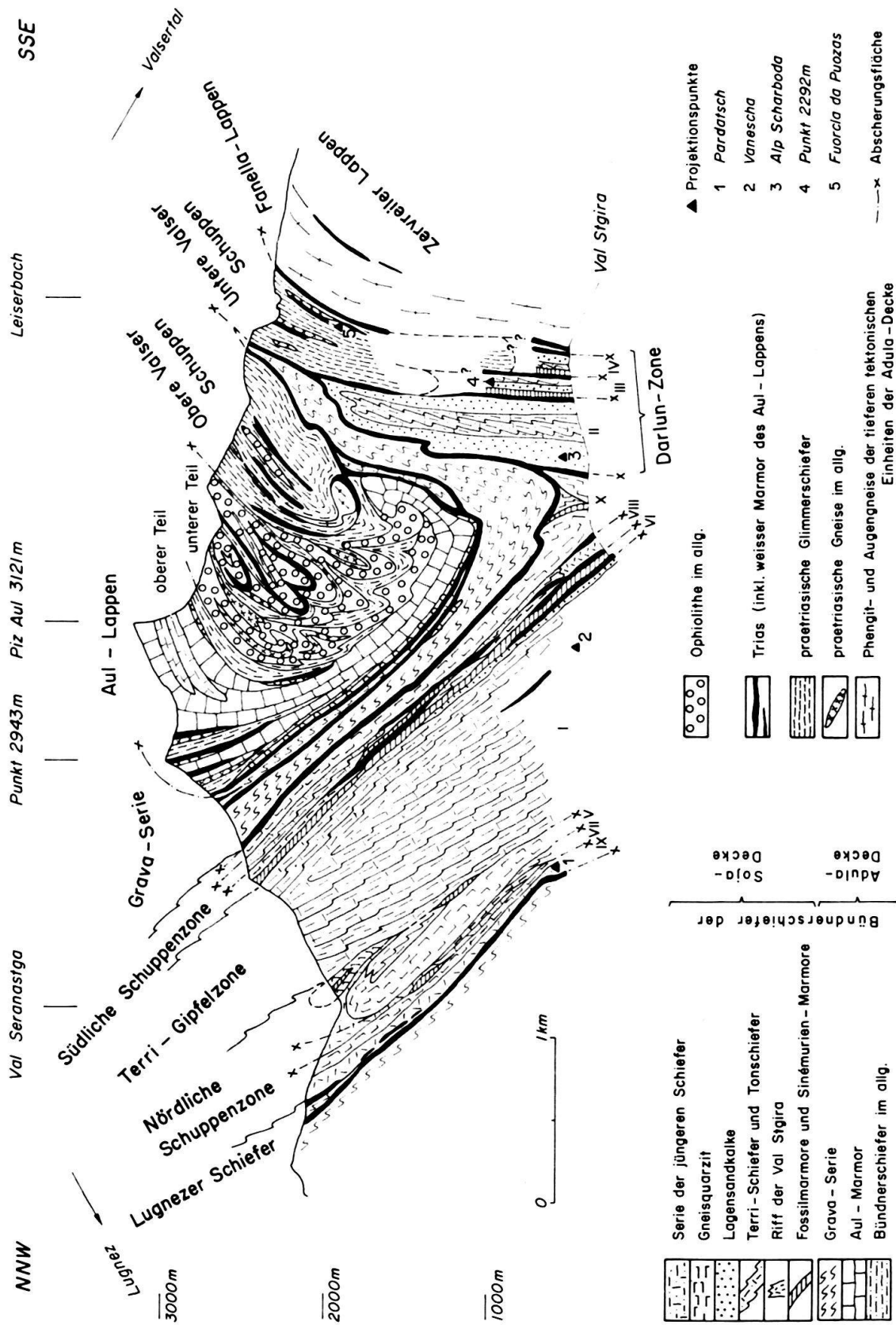


Fig. 9. Übersichtsprofil vom Lugnez ins Valsertal.

tektonischen Komplexität des Untersuchungsgebietes aussieht. Da bei einer nichtselektiven Erfassung von Messdaten nicht anzunehmen ist, wir hätten nur die Strukturelemente *einer* bestimmten Faltung bzw. Schieferung gemessen, erlaubt uns das einheitliche Gefüge folgende Aussage: Die tektonischen Strukturen sind während sämtlicher Phasen und in allen tektonischen Einheiten durch einen gleichen Mechanismus geprägt worden, wobei die einzelnen Faltungen und Schieferungen mehr oder weniger symmetriekonstant ineinander überleiten. Unsere Region wurde im Prinzip vom gleichen Deformationsstil wie die nördlich anschliessenden Lugnez-Schiefer sowie das gotthardmassivische Mesozoikum geprägt (vgl. NABHOLZ & VOLL 1963, z. B. Fig. 27).

Die Gefüge zeigen eine dem Schuppen- und isoklinalen Grossfaltenbau entsprechende 1. Schieferung s_1 , welche parallel zur Schichtung ss läuft; ein Winkel zwischen s_1 und ss kann nirgends festgestellt werden, so dass Normal- bzw. Inverslage von Schichten nicht mit Hilfe der ss/s_1 -Überschneidung angegeben werden können. B_1 konnte nirgends erkannt werden. Gemessene und beobachtete B_2 -Falten (in seltenen Fällen auch an Ophiolith-Kontakten) sind auf den Aufschlussbereich beschränkt, besitzen E- bis NE-Vergenz und ihre Achsen fallen nach NNW, seltener nach SSE. Die 2. Schieferung s_2 steht meistens in einem deutlichen Winkel von 10 bis 35° zum gleichenorts entwickelten s_1 bzw. ss .

Die 3. Faltung B_3 ist Hauptfaltung in unserem Gebiet und für die Großstruktur verantwortlich: B_3 in Kleinfalten der Bündnerschiefer (indiziert mit Hilfe der grobkristallinen Quarz-Calcit-Adern) zeigt gleiches Achsenstreichen wie die Großstrukturen (Einwicklung der Grava-Serie, Umbiegung und liegende Grossfalten des Aul-Lappens, antiklinale Umbiegung der Terri-Gipfelzone); eine Verfaltung nach

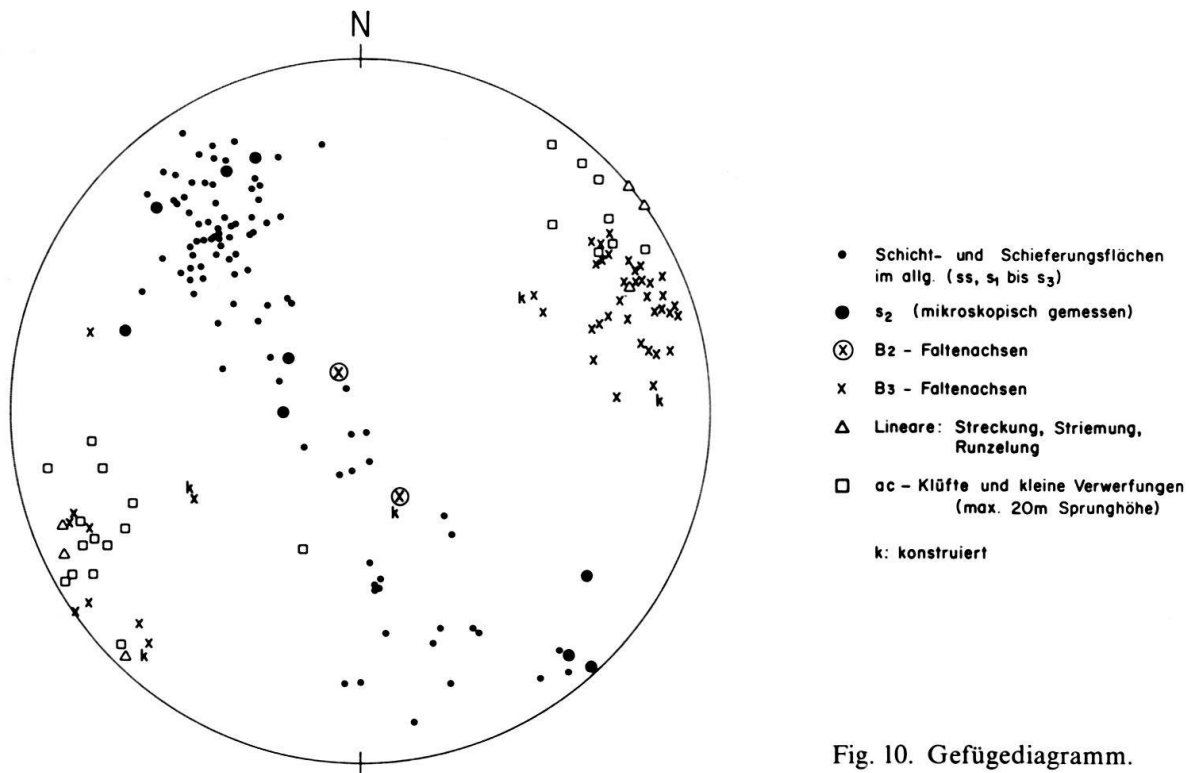


Fig. 10. Gefügediagramm.

B_3 zeigen ebenfalls Ophiolith-Kontakte (gelegentlich Verfaltung von B_2 -Achsen⁷⁾, die in Kontakt stehenden Randbereiche von Grava-Serie und Zone Piz Terri – Lunschania bzw. Darlun-Zone sowie die antiklinale Umbiegung am Piz da Ruinas Neras (vgl. Fig. 4). Wegen des mehrheitlich isoklinalen Faltenbaus ist ein Überschneidungswinkel zwischen s_3 und s_1 meistens nicht feststellbar, dafür aber im Scheitel grosser und kleinerer B_3 -Falten, wo s_3 deutlich diskordant zu s_1 und s_2 steht.

In Bündnerschiefern wird gelegentlich eine schwache Verfaltung von s_3 nach B_4 beobachtet. Inwieweit das wechselnde B_3 -Achsengefälle eventuell von einer späteren Faltung geschaffen wurde, konnte nicht abgeklärt werden. Messungen an Klüften und Verwerfungsflächen (maximale Sprunghöhe von 20 m, auch Messungen aus der Umgebung von Lunschania eingetragen) ergeben ein einheitliches Bild; wir interpretieren sie als *ac-Klüfte* im Zusammenhang mit B_3 . Gemessene Striemungen, Längung von Quarzkörnern und Achsen von Runzelfältelungen zeigen denselben Trend wie die Grossfaltenachsen. β_2 (Schnittgerade zwischen s_2 und s_1 bzw. ss) schwankt um 10–15° zur Streichrichtung des gleichen Aufschlusses. *Streckungen quer zum Streichen*, wie sie VOLL (vgl. oben) in den nördlich anschliessenden Sedimentserien des Gotthardmassivs und des Helvetikums nachgewiesen hat, haben wir nicht quantitativ erfassen können; sie sind makroskopisch nicht ausgeprägt. Hinweise auf eine solche Streckung wurden in zerrissenen Hellglimmern (? detritisch), Kalifeldspäten (selten schwach deformiert) und Brekzienkomponenten (undeutlich deformiert) gefunden. Die *Gryphäen* der Zone Piz Terri – Lunschania sind wenig deformiert. Darauf basiert auch die Breitenangabe des Soja-Troges (vgl. 3.2) mit maximal 90 bis 120 km (geometrisch hergeleitet); wir nahmen nämlich an, die kompetenten Horizonte wie z. B. der Gneisquarzit und Fossilmarmore (evtl. allerdings primär linsenförmig) besäßen noch ungefähr die ursprüngliche Mächtigkeit und laterale Ausdehnung, seien also kaum tektonisch ausgedünnt und gelängt worden. Die 4 km als Angabe der primären Mächtigkeit der Bündnerschiefer in der Terri-Gipfelzone wurden geometrisch aus den Verhältnissen in der Gegend des Lago di Luzzzone hergeleitet.

Die Anwendung von *Gradierungen* als tektonischem Hilfsmittel haben wir im 2. und 3. Teil behandelt; Gradierungen konnten selten, und zwar ausschliesslich in den Gneisquarziten der Zone Piz Terri – Lunschania (Quarze und Kalifeldspäte), erkannt werden. Beobachtete *Zusammenhänge zwischen Gefügen und Mineralneubildungen* behandeln wir in 4.5.2, 6.3 und 6.4. Eine horizontale, gelegentlich hangparallele Versetzung von *ac-Klüften* rechnen wir jungen, wahrscheinlich quartären Bewegungen zu (vgl. unpubl. Annex, S. 38).

5.3 Entwicklung der heutigen Großstrukturen

Die Großstrukturen im nördlichen Penninikum unseres Querschnitts könnten wie folgt entstanden sein (vgl. Fig. 11):

- a) Sehr früh (? Dilatationsbewegungen) dringen basaltische Magmen in noch nicht völlig lithifizierte Sedimente (vgl. 4.5) und erstarren z. T. als Lagergänge, z. T. als

⁷⁾ MÜLLER (1958) stellt in seinem Gebiet ebenfalls eine ältere N-S-Faltung einer jüngeren E-W-Faltung gegenüber.

Laven. Etwas später geraten in beiden Trögen während einer Kompressionsphase die Sedimentpakete in Bewegung (Schub von Süden; Bildung von s_1 , vgl. NABHOLZ & VOLL 1963), im Adula-Trog mitsamt einigen mitgerissenen Fetzen des kristallinen Untergrundes.

Im *Soja-Trog* werden die südlichsten Teile des ursprünglichen Sedimentationsraumes durch ein «Vorpellen» der früheren Adula-Schwelle in sich verschuppt (3 Teilschuppenpaare, vgl. 3.1 und Fig. 6, von oben nach unten: X und IX, VIII und VII, VI und V) und als starre Platte auf nördlichere Teile überschoben (vgl. Fig. 11a).

Im *Adula-Trog* schieben sich die in der gleichen Phase intern verschuppten Elemente der Misoxer Zone gleitbrettartig übereinander, wobei die am südlichsten abgelagerte Grava-Serie mit Tomül-Lappen und (unbekannter) Überdeckung am weitesten nach Norden gelangt.

Die Grava-Serie überfährt die Elemente der Soja-Decke, wobei die Darlun-Zone durch einen Deckel (gebildet durch die Schuppenzonen) vor stärkerer mechanischer Beanspruchung während der Überschiebung verschont bleibt (weniger s_1 -parallele Quarz-Calcit-Adern); nach Norden schieben sich die obersten Einheiten der Misoxer Zone bis auf den S-Teil des gotthardmassivischen Mesozoikums.

- b) Ein weiteres Vorrücken des Adula-Kristallins, verbunden mit Rotation, bewirkt eine N-S-Verkürzung des im Norden zur Verfügung stehenden Raumes (? Gotthardmassiv als Prellbock); Grossfaltung setzt ein (beginnendes B_3 ; die B_2 -Falten könnten auf gleichzeitige Hebung im Westen hindeuten). Die einzelnen Großstrukturen beginnen sich abzuzeichnen. Im Gefolge der weiteren Kompression entwickeln sich die tektonischen Einheiten der *Soja-Decke* in einem immer isoklinaler werdenden Falten- und Schuppenbau. Die Grava-Serie quetscht sich als schmale Mulde zwischen Gotthardmassiv und gleichzeitig antiklinal umbiegende Soja-Elemente; im Süden wird sie durch Rotation des Aul-Lappens um dessen Stirne herum eingewickelt. Im Zuge dieser Einwicklung verfallen sich (im Bereich von Zehnern von Metern bis hundert Meter) die Randbereiche der Grava-Serie mit denjenigen der benachbarten tektonischen Untereinheiten der Zone Piz Terri – Lunschania; im gleichen Akt könnte auch die «Alpettas-Synform» (vgl. 2.2.4) entstanden sein. Der obere *Aul-Lappen* wird um seinen Kern herum eingewickelt und intern in B_3 -Falten gelegt. Durch Biegegleitbewegung zwischen der Terri-Gipfelzone und den umhüllenden Schuppenzonen bilden sich in der Nördlichen Schuppenzone antiklinale Umbiegungen (am Piz da Ruinas Neras mit abgerissenem S-Schenkel, vgl. Fig. 4) und abgepresste Falten.
- c) Nach dieser Faltung ändern die Großstrukturen nicht mehr wesentlich; sie werden lediglich steilgestellt. Im kleinen findet in inkompetenten Horizonten immer noch Durchbewegung mit Entwicklung weiterer Faltungen statt. Jüngere Bewegungen könnten die wechselnden B_3 -Achsengefälle erzeugt haben. Figur 11c zeigt die heutigen Verhältnisse an einem Schema.

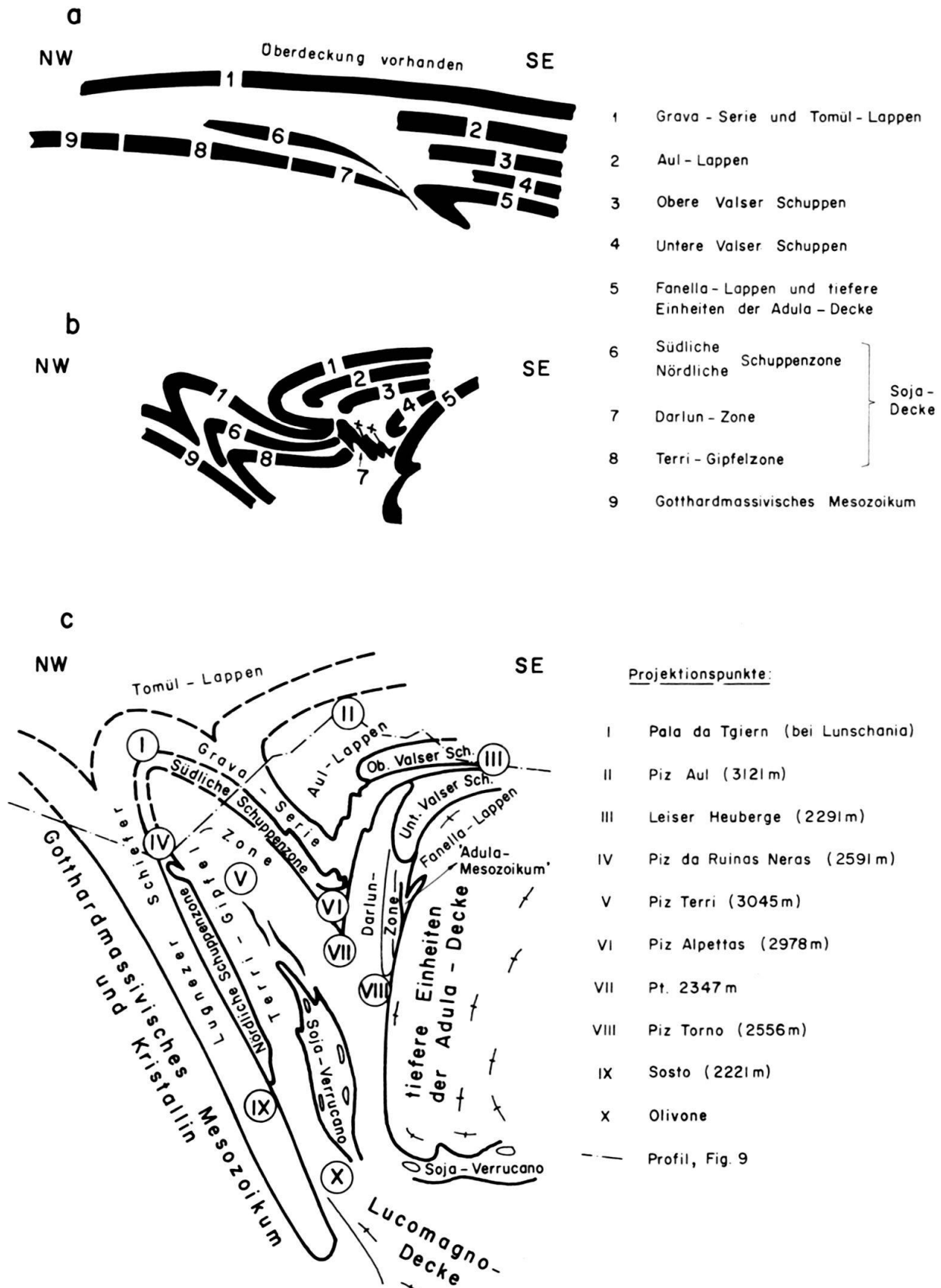


Fig. 11. Schema der Entwicklung der heutigen Großstrukturen.

6. Mineralogie und Metamorphose

6.1 Allgemeines

Wir beschränken uns im vorliegenden Kapitel auf die Beschreibung der wichtigen metamorphen Mineralien. Als Paragenese (vgl. Tab. 2) bezeichnen wir die Gesamtheit der Mineralien, die im gleichen Schliﬀ auftreten; wenn sie in direktem Kontakt stehen, wird dies besonders erwähnt. Die Verbreitung der Mineralien ist aus den Tabellen 1 und 2 ersichtlich. Gemeine Paragenesen mit Hellglimmern im allgemeinen (nicht röntgenographisch untersucht), Plagioklas, Dolomit, Calcit, Quarz, Chlorit wurden in Tabelle 2 nicht berücksichtigt; sie würden weitere 15 Paragenesen bilden. Die Probenfundorte der wichtigen, in Tabelle 2 aufgeführten Paragenesen sind im unpublizierten Annex (S. 51ff.) angegeben.

6.2 Mineralien

Biotit ist selten, liegt meistens nur in kleinen Schüppchen vor und ist mit nie mehr als 5% am Gesteinsaufbau beteiligt. Er kann grün, olivfarben oder braun sein und tritt vorwiegend in quarzitischen, mesozoischen Meta-Sedimenten und prätriasischen Gneisen auf. In den tieferen tektonischen Einheiten herrscht brauner, in höheren grüner und olivgrüner bis brauner Biotit vor; in den Gneisquarziten der Zone Piz Terri – Lunschania ist Biotit auf die Umgebung der Kalifeldspäte konzentriert und steht oft mit ihnen in direktem Kontakt.

Calcit zeigt anhand der Färbung (vgl. 1.5) meistens einen Fe-Gehalt von mehr als 0,5% (Vergleich mit von Prof. M. Frey auf der Mikrosonde untersuchten Proben); die weissen Trias-Marmore können aus reinem Calcit aufgebaut sein, ebenso Sekretionen, Rissfüllungen und Kluftcalcite.

Chlorite: Optisch können wir solche der Pennin-Klinochlor-Reihe (farblos bis grünlich, schwach pleochroitisch) bzw. der Prochlorit-Reihe (kräftiges Grün, meist starker Pleochroismus von hellem Gelbgrün zu Grün) unterscheiden (nach TRÖGER 1959). In den Bündnerschiefern finden wir ausschliesslich Pennin/Klinochlor, in einem Teil der prätriasischen Gneise und mesozoischen Ophiolithe ist Prochlorit vertreten. In vielen Gesteinsgruppen können beide Varietäten vorkommen, aber äusserst selten in der gleichen Probe. Die Chlorite koexistieren mit sämtlichen in 6.2 angeführten Mineralien (im Fanella-Lappen auch in direktem Kontakt mit Kalifeldspat). In einem Gryphäenmarmor der Zone Piz Terri – Lunschania tritt Klinochlor pseudomorph nach Dolomit auf.

Chloritoid zeigt häufig einen Pleochroismus von Farblos zu «Schieferblau». Wir haben ihn ausschliesslich in tonigen und (kalkig-)quarzitischen Bündnerschiefern gefunden. Die maximale Grösse der Kristalle beträgt 0,6 mm. Begleitmineralien sind: Biotit, Calcit, Dolomit (alle in direktem Kontakt mit Chloritoid), Muskovit bzw. Phengit, Paragonit, Plagioklas (nur in Spuren), Chlorit und Quarz. Mögliche Bildungsreaktionen werden von M. FREY (1969a) ausführlich diskutiert. Bei uns ist Chloritoid sicher durch verschiedene Reaktionen entstanden. Eine mögliche Art der

Bildung, die unmittelbar aus Paragenese 41 (Tabelle 2a) abgeleitet werden kann, ist (vgl. ZEN 1960):

Kaolinit bzw. Pyrophyllit + Chlorit = Chloritoid + Quarz + Wasser.

Dolomit: Meistens handelt es sich um einen hellgrünlichblau gefärbten Fe-Dolomit (vgl. 1.5), welcher in seltenen Fällen rhomboederförmig ausgebildet ist.

Epidot-Gruppe: Pistazit und Klinozoisit sind gleichermassen vertreten und häufige Neubildungen vor allem in Ophiolithen und prätriasischen Gneisen, dann auch in weissen Marmoren am Kontakt von Ophiolithen; Orthit ist vor allem in triasischen Gesteinen akzessorisch anzutreffen und dort sicher z. T. neu gebildet. In den Bündnerschiefern finden wir selten Epidote, welche hier vorwiegend detritischer Herkunft sein dürften (nur in Spuren als kleine, runde Körner); nur in den Calcit-Albit-Schiefern des unteren Aul-Lappens findet man authigenen Epidot. Zoisit ist selten.

Opake Mineralien: In den mesozoischen Sedimenten tritt wahrscheinlich nur Pyrit auf; er fällt oft schon im Feld auf. In den Tabellen 1 und 2 werden die im Schliff (Durchlicht) opaken Erzminerale nur als Pyrit bezeichnet, wenn er im Handstück erkennbar ist; Ilmenit nennen wir lange, rechteckige, schwarze Stengel oder opakes Erz, welches oft einen Titanit- oder Rutilrand zeigt. Hämatit (selten auch Kluftmineral in Ophiolithen) ist häufiges Umwandlungsprodukt von Pyrit (und opakem Erz im allg.) und teilweise (in graphitführenden Bündnerschiefern sicher) sekundär durch Oxidation während der Verwitterung entstanden, in deren fortgeschrittenem Stadium sich auch bräunliche, schwach pleochroitische Fe-Hydroxide in Karbonaten, Hellglimmern und Chlorit bilden können, welche in allen verwitterten Proben auftreten.

Gips konnte nur in kleinen Mengen röntgenographisch nachgewiesen werden ($2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 11,6^\circ$).

Granat kommt nur unmittelbar am SW-Rand unseres Arbeitsgebietes in den prätriasischen Gneisen des Fanella-Lappens vor. Er ist farblos bis schwach rötlich und z. T. kataklastisch, z. T. idiomorph ausgebildet (vgl. VAN DER PLAS 1959, 468ff.).

Hellglimmer: Sie zeigen oft eine deutlich grünliche Farbe und können als *Phengite* bezeichnet werden (schwacher Pleochroismus, $2V_x < 30^\circ$, oft gegen 0°). Grosse Hellglimmer, welche Anzeichen tektonischer Überprägung zeigen (häufig in den Gneisquarziten der Zone Piz Terri – Lunschania), könnten detritische, voralpine Muskovite darstellen (selten zeigen sie allerdings auch sehr kleine Achsenwinkel und nicht solche $> 35^\circ$, vgl. TRÖGER 1959).

Paragonit: Mit einem Röntgendiffraktometer konnte dieser Na-Hellglimmer nachgewiesen werden ($2\theta_{\text{CuK}\alpha}$ bei $9,2^\circ$, $18,45^\circ$, $27,81^\circ$, $47,24^\circ$); er bildet im Schliff farblose, kleine Schüppchen mit im allgemeinen geringerer Doppelbrechung als die K-Hellglimmer, ist aber optisch schwer von letzteren zu unterscheiden. Paragonit koexistiert mit Dolomit, Calcit, Chloritoid, Muskovit, Paragonit/Phengit («mixed-layer»-Mineral), Plagioklas, Epidot, Chlorit, Quarz, fraglich mit Biotit.

Paragonit/Phengit («mixed-layer»-Mineral, erstmals beschrieben von M. FREY 1969b): In vielen Proben zeigte sich röntgenographisch eine ausgeprägte Linie bei $2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 27,45^\circ$; da im Schliff weder Kalifeldspat noch Chloritoid auftreten, gehört diese Linie höchstwahrscheinlich zu einem «mixed-layer» Paragonit/Phengit. Es ist nicht auszuschliessen, dass dieses Mineral eventuell auch in chloritoid- oder kalifeldspatführenden Paragenesen auftreten könnte, dort aber wegen der überlagernden Reflexe bei $2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 27,4^\circ - 27,5^\circ$ und wegen der fehlenden oder undeutlichen anderen Basis-Reflexe nicht bestimmbar ist. Paragonit und Paragonit/Phengit treten vor allem in Paragenesen von Bündnerschiefern und triasischen Gesteinen auf. Nach M. FREY (1970) ist die Bildung von Paragonit und des «mixed-layer» Paragonit/Phengit noch unklar, es wird aber folgende Bildungsreaktion vorgeschlagen: unregelmässiger «mixed-layer» Illit/Montmorillonit \rightarrow 1/1 regelmässiger «mixed-layer» Illit/Montmorillonit \rightarrow «mixed-layer» Paragonit/Phengit \rightarrow Paragonit.

Margarit konnte in keiner der ungefähr 120 mit dem Röntgendiffraktometer untersuchten Proben nachgewiesen werden.

Hornblenden: Meistens sind sie leicht grünlich und strahlig ($c/nZ = 18^\circ - 25^\circ$, $2V_x = 70^\circ - 80^\circ$, El. +, schwacher Pleochroismus hellgrün–hellbläulichgrün) und werden als *Aktinolith* bezeichnet. Gelegentlich wurden, vor allem in Ophiolithen, *blaugrüne Hornblenden* (vgl. VAN DER PLAS 1959) beobachtet ($c/nZ = 22^\circ - 29^\circ$, El. +, ausgeprägter Pleochroismus gelbgrün–grün/olivgrün–blaugrün, z. T. leichter farblicher Zonarbau); sie sind oft randlich in Aktinolith, selten auch in Chlorit umgewandelt. Ferrohastingsit, Crossit und Glaukophan (s. VAN DER PLAS 1959) existieren in unseren Paragenesen nicht. Im Kern von oder vergesellschaftet mit blaugrüner Hornblende oder Aktinolith tritt, vor allem in Ophiolithen, in unscharf begrenzten, kleinen Relikten selten eine *bräunliche, pleochroitische Hornblende* auf, welche die gleiche Auslöschungsschiefe wie ihr Rand zeigt. Sie wurde von VAN DER PLAS nicht gefunden und könnte unserer Meinung nach magmatogenen Ursprungs sein (vgl. NABHOLZ 1945, BEARTH 1967, DIETRICH 1969).

Kalifeldspat ist meistens als Mikroklin ausgebildet oder zeigt perthitische Entmischung. In den Gneisquarziten der Zone Piz Terri – Lunschana ist er oft gerundet oder kataklastisch deformiert und sicher detritischer Herkunft; er zeigt aber hier gelegentlich um einen pigmentierten («dusty») Kern (? präalpin, vgl. VAN DER PLAS 1959) klare, authigene Anwachsrande von Kalifeldspat (auch von Albit), ist in jungen Rissen rekristallisiert oder neu gebildet. Auch in den prätriasischen Gneisen des Aul-Lappens stellt er sicher z. T. metamorphe Neubildung dar. VAN DER PLAS (1959) unterscheidet ebenfalls 2 *Mikroklin-Generationen*, eine ältere «dusty» und eine jüngere «splendid». Die beobachteten Mikroklin-Individuen der Phengitgneise und die detritischen Mikrokline scheinen der ersten (präalpinen), die Neubildungen späteren (alpidisch gebildeten) Generationen anzugehören. In den Gneisquarziten (s. oben) grenzt Kalifeldspat oft randlich an Biotit, nie an Chlorit, in prätriasischen Gneisen des Fanella-Lappens an Chlorit.

Adular tritt in kleinen Individuen zusammen mit Chlorit und Quarz an Klüften in den Phengitgneisen auf.

Opakes Pigment ist vor allem in den Bündnerschiefern ein häufiger Gemengteil und verleiht dem Gestein die dunkle Farbe. Es handelt sich vorwiegend um organisches Material, das heute als *Graphit* vorliegt (vgl. JUNG 1963, S. 725). Gelegentlich können in triasischen Gesteinen und tonigen Bündnerschiefern Korngrößenübergänge von Pyrit zu diffusem opakem Pigment beobachtet werden, welches also z. T. sicher auch aus feinverteiltem Pyrit besteht.

Oxi-Chlorit ist durch Verwitterung aus Chlorit entstanden (vgl. CHATTERJEE 1966). Er ist in schlierigen, rötlich-bräunlichen, z. T. deutlich pleochroitischen Schüppchen ausgebildet und leicht mit Biotit, z. T. auch mit Fe-Hydroxid, zu verwechseln.

Plagioklase: Anhand der optischen Daten ist der Plagioklas meistens als *Albit* bestimmbar (Tieftemperaturoptik, bestätigt durch zwei U-Tisch-Messungen). Gelegentlich (aber nie in Ophiolithen) tritt, bevorzugt am Rand von Glimmerlagen, *Oligoklas* (-*Andesin*) auf ($n > n_{\text{Can}'}b.$, $n \geq n_{\text{Qz}}$, $2 V_x$ 80° – 90°); er ist fast immer in kleinen Körnern und xenoblastisch ausgebildet. Es lassen sich sowohl detritisch zerbrochene wie authigene Plagioklase beobachten, wobei letztere in verschiedenen Ausbildungsformen anzutreffen sind: In den Ophiolithen weisen die porphyroblastischen Albite oft Siebstruktur auf und sind praktisch nie verzwillingt. In den prätriasischen Gneisen sind sie selten verzwillingt, meist ohne deutliche Spaltbarkeit sowie gleichkörnig mit Quarz ausgebildet und nur in gefärbten Schliften prozentual bestimmbar. Bündnerschiefer enthalten oft einen deutlich spaltenden und verzwillingten Plagioklas. Nur im Aul-Lappen und nur in den (Calcit-)Albit-Schiefern weist Albit z. T. eine gedrehte Innenstruktur als Anzeichen für syn- bis postkinematisches Wachstum auf.

Quarz ist Gemengteil fast aller Gesteinsgruppen und zusammen mit Calcit in den s_1 -parallelen Sekretionen anzutreffen. Sehr oft widerspiegelt er in seiner Ausbildung die mechanische Beanspruchung des Gesteins (opt. 2achsige, undulöse Auslöschung, Längung, Mörteltextur) und zeigt in quarzitischen Gesteinen und Gneisen meist verzahnte Korngrenzen. Quarz ist als gemeines Kluftmineral weit verbreitet, meistens glasklar oder milchig trüb, in den Gneisen des Fanella-Lappens aber als schwach braun gefärbter Rauchquarz ausgebildet.

Rutil ist häufiges Akzessorium. In vielen mesozoischen Meta-Sedimenten aller tektonischen Einheiten tritt er in hell- bis dunkelbraunen, feinst- bis grobstengeligen Aggregaten auf, die eindeutig als Neubildungen erkennbar sind. Er ist in den Bündnerschiefern der Grava-Serie und des Aul-Lappens gelegentlich randlich in Titanit umgewandelt (vgl. unten). Wir finden nie Rutil in reinen Ophiolithen. In Bündnerschiefern kann er detritisch gerundet sein.

Stilpnomelan fanden wir in massigen Ophiolithen des Aul-Lappens und der Oberen Valser Schuppen sowie in einem prätriasischen, hellgrauen, relativ massigen Gneis des Aul-Lappens (s. unpubl. Annex, S. 42). Im Ophiolith des Aul-Lappens (Paragenese 67 in Tab. 2b) ist er, schon makroskopisch auffallend, in Linsen von bis 4 mm Durchmesser konzentriert (fragliche Gabbro-Reliktstruktur) und zeigt gelegentlich strahlig-sperriges Gefüge; die Einzelkristalle sind maximal 1 mm lang,

zeigen einen Pleochroismus von Goldgelb zu Mittel- bis Dunkelbraun mit leichtem Stich nach Oliv und deutliche Querabsonderung. Stilpnomelan steht in direktem Kontakt zu Albit, blaugrüner Hornblende, Prochlorit, braunem Titanit, Epidot und Fe-Calcit. Im Ophiolith der Oberen Valser Schuppen (Paragenese 76 in Tab. 2b) ist Stilpnomelan direkt einem Hellglimmer benachbart. In der Gneisprobe aus dem Aul-Lappen (Paragenese 77 in Tab. 2b) zeigt der Stilpnomelan einen Pleochroismus von Goldgelb zu Schwarzbraun und steht in direktem Kontakt zu Hellglimmer, Plagioklas, Pennin/Klinochlor, Aktinolith, Titanit, Quarz und Fe-Calcit. In einer Probe wurde unsere Bestimmung röntgenographisch (Nonius-Kamera) bestätigt.

Titanit ist in Ophiolithen, Mischgesteinen und prätriasischen Gneisen ein weitverbreiteter Gemengteil, dort sicher authigen und zeigt bis 1 mm grosse, oft idiomorphe, farblose bis selten bräunliche Körner, z. T. mit gedrehter Innenstruktur (posttektonisch). In triasischen Gesteinen und Bündnerschiefern ist er ausserordentlich selten und fast immer detritisch gerundet; als Neubildung tritt er hier nur in den (Calcit-)Albit-Schiefern des unteren Aul-Lappens, in Albitquarziten der Grava-Serie und in weissen Marmoren (Trias) am Kontakt zu Ophiolithen auf.

Turmalin ist ausser in reinen Ophiolithen und prätriasischen Gneisen überall ein sehr häufiges Akzessorium, z. T. korrodiert oder gerundet, z. T. aber (ausgeprägt in den mesozoischen Meta-Sedimenten) mit deutlichen Anwachsrandern (Kern und Rand verschiedenfarbig, $b/a = \text{Korndurchmesser/Kerndurchmesser} = 1,3-1,6$), z. T. idiomorph ausgebildet (vgl. auch M. FREY 1969a). Er zeigt braune, olivgrüne, blaue oder keine Färbung und ist meistens stark pleochroitisch.

Zirkon ist, abgesehen von reinen Ophiolithen, sehr häufig und fast immer gerundet. In einzelnen Trias-Quarziten sind idiomorphe Querschnitte zu beobachten.

Speziell wurde im Dünnschliff auf eventuelle *Pseudomorphosen nach Lawsonit* geachtet (vgl. FRY 1973); sie konnten aber nirgends mit Sicherheit nachgewiesen werden. Wir beobachteten zwar in einem Ophiolith (Paragenese 82 in Tab. 2b) rechteckige Pseudomorphosen von Calcit, Chlorit, Albit und Epidot, die aber das Ausgangsmineral vollständig umgewandelt haben.

6.3 Metamorphose

Unser Arbeitsgebiet liegt ganz im Bereich der *niedrig- bis hochgradigen Grünschieferfazies* (nach WINKLER 1967) bzw. in der Chloritoid-Zone (nach NIGGLI et al. 1960, 1965). TURNER & VERHOOGEN (1960) haben die Obergrenze der Grünschieferfazies dort gelegt, wo Plagioklas in Paragenese mit Calcit noch die Zusammensetzung eines Albits ($< 7\% \text{ An}$) zeigt; die Amphibolitfazies beginnt dann, immer in Paragenese mit Calcit, nach Definition bei einem Anorthit-Gehalt des Plagioklases von 15%. Wie in 6.2 erwähnt, tritt gelegentlich (sehr häufig auch in Paragenese mit Calcit, selten mit Epidot, vgl. Tabelle 2), meist zusammen mit Albit, ein Oligoklas (-Andesin) auf, welcher sicher mehr als 15% An eingebaut hat; im Gebiet der höhergradigen Grünschieferfazies findet im Plagioklas der Peristerithsprung statt. Mit aufsteigender Metamorphose findet man zuerst nur Albit, dann eine Zone mit

Albit und Oligoklas und letztlich eine Zone mit Oligoklas bis Andesin (vgl. z. B. CRAWFORD 1966); wir befinden uns im Untersuchungsgebiet offensichtlich in Zone 2. ORVILLE (1970, 1971) zeigte, dass der An-Gehalt der Plagioklase (in Paragenese mit Calcit oder Epidot) nicht nur von Druck und Temperatur, sondern ebenso sehr von der Zusammensetzung der Gasphase abhängig ist.

Die in Tabelle 2 angeführten Paragenesen können – wie gesagt – der Grünschieferfazies zugeordnet werden; eine weitere Einteilung in die Subfazies nach WINKLER (1967) ist problematisch, und zwar hauptsächlich aus drei Gründen:

Tabelle 2a: Paragonit und Chloritoid führende Mineralparagenesen; vorwiegend Bündnerschiefer und Trias (Ausnahmen: Paragenesen 11, 27)

Legende vgl. Tab. 2c

Nr. der Paragenese	Tektonische Einheit	Zuordnung der Paragenesen zu den Gesteinstypen (Abkürzungen vgl. Tabellen 1 a-c)	Hellglimmer im allg.	Paragonit	Chloritoid	Biotit	Plagioklase	Dolomit	Calcit	Quarz	Chlorite	Epidot - Gruppe (Neubild.)	Akzessorien (z.T.detritisch, z.T.Neubildungen) (unterstrichen: in allen Proben vorhanden) Ep Epidot (detrit.) oP opakes Pigment (and. Abkürzungen vgl. Tab. 1 a-c)	Anzahl Proben	Untersuchungsmethoden D Dünnschliff, U U-Röntgen R Röntgendiffraktometer
1	AL	B 10	x	x	x					x	x		Tu, OC, Hä, oP	1	D, R
2	TL	B 19	x	x	x					x	x		<u>Zi, Tu, oE, Hä, oP, Ru</u>	3	D, R
3	TL	B 28	x	x	x						x		Tu, Py	1	D, R
4	TL, UVS	B 13, 19	x	x	x					x	x		<u>Ru, Zi, Tu, Py, oP, Hä</u>	4	D, R
5	TL	B 28	x	x	x		x			x	x		OC, oP	1	D, R
6	TL	B 19	x	x	x		x ¹			x	x		Ru, Tu, OC, oE, oP	1	D, R
7	TL	B 19	x	x	x	?					x		Ru, Zi, Tu, OC, oE, oP	1	D, R
8	AL	B 10	x	?	x		x	x	x	x	x		Ru, Zi, Tu, OC, Py, oP	1	D, R
9	GS, AL	B 1, 7	x	x						x	x		<u>Ru, Tu, Hä, oP, Py</u>	2	D, R
10	GS	Tr 1	x	x							x		Ru, Zi, Tu, Or, Ap, Py, Hä	1	D, R
11	UVS	PG 1	x	x							x	x	Ru, Zi, Tu, Or, Ap, OC, Py, Hä	1	D, R
12	GS	Tr 5	x	x			x	x	x	x	x		Ru, Zi, Tu, Py, Hä	1	D, R
13	OVs	B 11	x	x			x			x	x		Ru, Tu, oE, Hä, oP	1	D, R
14	TL	B 14, 20, 21	x	x	x			x	x	x	x		<u>Py, Ru, Zi, Tu, Or, OC, Hä, oP</u>	3	D, R
15	TL	B 19; Tr 3	x	x	x			x	x	x			<u>Ru, Tu, oE, Hä, oP</u>	2	D, R
16	GS	Tr 1	x	x	x					x	x		Ru, Zi, Tu, Ep, Ap, oE, Hä	1	D, R
17	TL	B 22	x	x	x					x	x		<u>Gi, Tu, Py, Hä, oP</u>	1	D, R
18	TL, GS	B 1, 15; Tr 1	x	x	x		x ¹			x	x		<u>Hä, oP, Ru, Zi, Tu, Ep, Or, Ap, OC,</u>	4	D, R
19	TL, GS	B 15, 20, 21; Tr 5	x	x	x		x	x	x	x	x		<u>Tu, Ti, Ru, Zi, OC, Py, Hä, oP</u> Py	7	D, R
20	TL, GS	B 27; Tr 1, 2	x	x	x		x ¹	x	x	x			Gi, Ru, oE, Hä, oP	2	D, R
21	TL, GS	Tr 1	x	x	x		x			x	x		Tu, Gi, Ru, OC, Py, Hä	2	D, R
22	TL	B 23	x		?		x	x	x	x	x		<u>oE, Ru, Zi, OC, ? Il, Hä</u>	2	D, R
23	GS	B 1	x		?					x	x		Ru, Zi, Tu, OC, Py	1	D, R
24	TL	B 14	x	x						x	x		Gi, Py, oP	1	D, R
25	TL, GS	B 23, 26; Tr 2	x	x			x ¹	x	x	x	x		Ti, Ru, Tu, Ep, OC, oE, Hä, oP	3	U, D, R
26	GS, AL	B 3, 8	x	x			x			x	x		Ru, Tu, Ap, Hä, oP	1	D, R
27	AL	OS 3	x	x			x			x	x	x	Ti, Ru, Zi, Tu, Ap, oE, Hä, oP	1	D, R
28	GS	Tr 1	x	x			x			x	x		Ru, Tu, Ep, Or, OC, oP	1	D, R
29	TL	B 15	x				x			x	x		Ru, Tu, oE, Hä, oP	1	D, R
30	TL	B 19, 28	x				x ¹			x	x		<u>Ru, Zi, Tu, OC, Py, oP, Hä</u>	2	D, R
31	TL	B 19	x							x	x		<u>Ru, Tu, oP, Zi, OC, oE, Hä</u>	2	D, R
32	TL	B 19						x		x			Ru, Tu, oE, Hä, oP	1	D, R
33	TL	B 19				x	x			x	x		Ru, Tu, OC, oE	1	D, R
34	TL	B 19	x			x	x			x	x		<u>Tu, Zi, OC, oE, Hä, oP</u>	2	D
35	TL	B 19	x			x	x			x	x		Ru, Zi, Tu, oE, Hä, oP	1	D
36	TL	B 19	x			x				x	x		Ru, Zi, Tu, oP	1	D
37	TL	B 19, 28	x			x				x	x		<u>Ru, Tu, Zi, OC, oP</u>	2	D
38	TL	B 19	x			x				x	x	x	<u>Ru, Zi, Py, oP, Tu, Hä</u>	2	D
39	TL	B 19				x				x	x		Ru, Zi, oE, oP	1	D
40	TL	B 19				x				x	x		Ru, Zi, Tu, oE, Hä	1	D
41	TL	B 19				x				x			Ru, Zi, OC, Hä	1	D

1. Die chemische Zusammensetzung der Mineralien und Gesteine ist nicht untersucht worden.
2. Das Prinzip der Einteilung in einzelne Subfazies ist zu einfach; es werden zu wenige Parameter berücksichtigt. Insbesondere ist der Einfluss der Zusammensetzung der Gasphase auf die p-T-Stabilität vieler Mineralien noch ungewiss und bleibt im einfachen Schema der Subfazies weitgehend unberücksichtigt.

Tabelle 2b: Mineralparagenesen mit Kalifeldspat, Stilpnomelan, Aktinolith und blaugrüner Hornblende; vorwiegend prätriasische Gneise, mesozoische Gneisquarzite und Ophiolithe (Ausnahme: Paragenese 66)

Legende vgl. Tab. 2c

Nr. der Paragenese	Tektonische Einheit	Zuordnung der Paragenesen zu den Gesteinstypen (Abkürzungen vgl. Tabellen 1 a-c)	Hellglimmer im allg.	Muskovit, Phengit	Biotit	Kalifeldspat	Plagioklase	Dolomit	Calcit	Quarz	Chlorite	Stilpnomelan	Aktinolith	blaugüne Hornblende	bräunliche Hornblende	Epidot - Gruppe (Neubild.)	Akzessorien (z.T. detritisch, z.T. Neubildungen) (unterstrichen: in allen Proben vorhanden)	Anzahl Proben	Untersuchungsmethoden D. Dünnschliff, R. Röntgen-diff., U-U-Tisch, N. Nonius
42	TL,AL	B 16,17; PG 6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Zi,Ti,Ru,OC,Py,Hä,oP	4	D
43	TL	B 17	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Zi,Or,oE	1	D
44	TL,AL	B 17; PG 3	x	x	x ¹	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Zi,OC,oE,Hä,Ti,Il,oP	2	D
45	TL,FL	B 17; PG 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Ru,Zi,Ep,Or,Ap,Py,Hä,oP	4	D
46	FL	PG 9,10	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,Gr ² ,OC,Hä	2	D
47	FL	PG 9	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,Gr ²	1	D
48	AL	PG 6	x	x	x ¹	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,Hä	1	D
49	TL	B 17	x	?	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Zi,Ep,Ap,oP	1	D
50	TL	B 17	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	oP,Ru,Zi,?Il,Py,Hä	2	D
51	TL,AL	B 17,18; PG 3	x	x	x ¹	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Hä,Ti,Ru,OC,oP,oE	4	D
52	AL	PG 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,OC,oE,Hä	1	D
53	TL	B 17	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Zi,oP,oE	1	D
54	FL	PG 9,10	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Ru,Zi,Gr ² ,Or,Hä	3	D
55	OVS	PG 10	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Ru,Zi,Or,OC,oE	1	D
56	OVS	PG 9	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Zi,Ap,?Il	1	D
57	TL	B 17	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Py,Ti,Zi,OC,Hä,oP	4	D,R
58	TL,AL	B 17; PG 6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Zi,Ti,Ru,Ep,Py,Hä,oP	2	D,R
59	TL	B 17	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ru,Py,Zi,Ti,oP	2	D,R
60	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Hä	1	D,R
61	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D,R
62	AL	O 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D,R
63	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Hä	1	D,R
64	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D,R
65	AL	O 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,oE,Hä	1	D,R
66	AL	Tr 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D
67	AL	O 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,oE,Hä	1	N,D
68	AL	O 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,OC,oE,Hä	1	D
69	AL	O 6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D
70	AL	OS 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Tu,oE	1	U,D
71	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi	1	D
72	AL	OS 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,oE,?Il,Hä,oP	1	D
73	AL	PG 6; O 1; OS 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,oE,Hä,oP	3	D
74	AL	O 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,oP	1	D
75	AL,OVS	B 8; O 1,2,3,9; PG 4,5; OS 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Ru,Zi,Tu,OC,Py,Il,Hä,oP	14	D
76	OVS	O 8	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Ap,oE	1	D
77	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi	1	D
78	AL	PG 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,Hä,oP	1	D
79	AL	PG 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi,oE	1	D
80	AL	PG 4	x	x	x ¹	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Zi	1	D
81	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D
82	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,Hä,oE	1	D
83	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti	1	D
84	AL	O 2,3	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,oE,Hä	3	D
85	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	Ti,oE,Hä	1	D

3. Die Mehrphasigkeit der Metamorphose ist schon von vielen Autoren nachgewiesen worden. In der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes konnte VAN DER PLAS (1959), unter anderem mit Hilfe genetisch zueinander in Beziehung stehender Hornblenden, drei alpidische⁸⁾ Phasen festlegen. Es ist nun zu beachten, dass VAN DER PLAS jeder seiner Phasen einen eigenen und von den anderen Phasen verschiedenen Metamorphosegrad zuschreibt. Die Paragenesen der älteren Phasen sind nur reliktsch erhalten und nicht völlig reproduzierbar. Daraus wird klar, dass es nur sinnvoll wäre, eine Unterteilung der Grünschiefer-

Tabelle 2c: Biotit und Epidot führende Mineralparagenesen; vorwiegend prätriasische Gneise, mesozoische Ophiolithe und Trias (Ausnahmen: Paragenesen 96, 100)

Gemeine Paragenesen, welche röntgenographisch in der Fraktion < 2μ untersucht wurden

Nr. der Paragenese		Tektonische Einheit	Zuordnung der Paragenesen zu den Gesteinstypen (Abkürzungen vgl. Tabellen 1 a-c)	Hellglimmer im allg. Muskovit, Phengit Biotit Plagioklase Dolomit Calcit Quarz Chlorite Epidot - Gruppe (Neubild.)	Akzessorien (z.T.detritisch, z.T.Neubildungen) (unterstrichen: in allen Proben vorhanden) Ep Epidot (detrit.) oP opakes Pigment (and. Abkürzungen vgl. Tab. 1 a-c)	Anzahl Proben	Untersuchungsmethoden Dünnschliff, Röntgen- diffraktometer		
86	AL	PG 3		x	x	x	Ti, <u>Zi</u> , oE, Hä, oP	2	D
87	AL	PG 6		x	x	x	Ti	1	D
88	AL, FL	PG 7, 8		x	x	x	Ti, Ru, Hä, Gr ² , Zi, OC, oE, oP	2	D
89	AL	Tr 9		x	x	x	Ti, Ru, Zi, Ep, oE	1	D
90	TL	Tr 9		x	x	x	Ru, Zi, Tu, Ap, OC, Py, oP	1	D
91	GS	Tr 1, 9		x	x	x	Ru, <u>Zi</u> , Tu, Ti, Ap, oE, Hä	2	D
92	UVS	PG 1		x	x	x	Ru, Zi, Tu, Ap, Il, oE, Hä	1	D
93	AL, FL	B 8; PG 1, 7; OS 3, 4, 5, 6		x	x	x	Ti, Ru, Zi, Tu, Ap, Or, ? Il, Py, Hä, oP	10	D
94	AL	O 1; OS 3		x	x	x	Ti, Ru, Zi, OC, Ap, Hä. oE	3	D
95	AL	O 2			x	x	Ti	1	D
96	AL	B 8		x	x	x	Ti, Tu, oP, oE	1	D
97	GS, AL	Tr 1		x		x	Ru, Zi, Tu, oE	1	D
98	AL	Tr 7		x		x	Ti, Tu, Ru, oE, Hä	2	D
99	AL	PG 2			x	x	Ti, <u>Zi</u> , OC, oE, Hä	1	D, R
100	AL	B 8		x	x	x	Ti, OC	1	D, R
101	OVS	Tr 10		x	x ¹	x	Ru, Zi, Tu, Or, oE, Hä	1	D, R
102	GS, AL	B 8; Tr 6, 7; OS 1, 5		x	x	x	Ti, Ru, Zi, Ap, Tu, Or, oP, Py, Hä	6	D, R
103	GS, AL, OVS, TL	B 2, 6, 10, 12, 15, 18; PG 3		x	x ¹	x	Ti, Ru, Zi, Tu, Or, OC, oE, Hä, oP	7	D, R
104	do.	B 1, 9, 26; Tr 4		x	x ¹	x	oP, Ru, Zi, Tu, Py, Hä, Gi	5	D, R
105	AL	Tr 3		x	x	x	Ru, Tu	1	D, R
106	GS, TL	B 5, 17, 20; Tr 3		x	x ¹	x	Gi, Ti, Ru, Zi, Tu, OC, Py, Hä, oP	8	D, R
107	AL	B 6		x	x ¹	x	Ep, oP	1	D, R
108	TL	B 28		x		x	Ti, Ru, Tu, Zi, OC, oP, oE	1	D, R

Legende:

GS = Grava-Serie
AL = Aul-Lappen
OVS = Obere Valser Schuppen
UVS = Untere Valser Schuppen
FL = Fanella-Lappen
TL = Zone Piz Terri - Lunschania

Indices:
1 = meist Albit, z. T. Oligoklas(-Andesin)
2 = nur im Fanella-Lappen, am SW-Rand des Arbeitsgebietes

⁸⁾ Wir verstehen unter «alpidisch» mit NIGGLI & NIGGLI (1965) die mit der tertiären Orogenese verknüpfte Regionalmetamorphose.

fazies in verschiedene Subfazies vorzunehmen, wenn es uns gelänge, die verschiedenen Phasen mit den von ihnen produzierten Paragenesen altersmässig auseinanderzuhalten. Dies ist aber selten möglich, müssten doch für dieses Unterfangen sämtliche wichtigen Mineralien zueinander in strukturell-genetischer Beziehung stehen, zudem die Gesteine gleichartig tektonisch überprägt sein; beides trifft nur selten zu.

Wir beschränken uns in den vorliegenden Ausführungen darauf, unsere Ergebnisse mit denjenigen von VAN DER PLAS (1959) zu vergleichen und die wichtigsten bei uns auftretenden Paragenesen zu besprechen. Da das Hauptgewicht unserer Arbeit auf geologisch-tektonischen Untersuchungen lag und auf geochemische Analysen der Mineralien und Gesteine weitgehend verzichtet wurde, sind wir nicht in der Lage, detaillierte Angaben über Mineral-Bildungsreaktionen zu machen. Wir verweisen deshalb auf die Arbeiten von VAN DER PLAS (1959) und M. FREY (1974). Es sollen im folgenden Beobachtungen vermerkt werden, welche dazu dienen können, einem zukünftigen, mehr mineralfaziell orientierten Bearbeiter brauchbare Arbeitsgrundlagen zu vermitteln. Folgende, von bestimmten Autoren z. T. als unverträglich angesehene Mineralparagenesen sind gefunden worden:

1. *Paragonit* + *Dolomit* (unverträglich nach CHATTERJEE 1971). Ein direkter Kontakt beider Mineralien kann wegen der schlechten optischen Bestimmbarkeit von Paragonit nicht nachgewiesen werden. Diese Paragenese wurde schon von verschiedenen Autoren beschrieben (z. B. CHIESA et al. 1972, M. FREY 1974). Paragonit kommt häufig zusammen mit Calcit vor (vgl. z. B. CHATTERJEE 1971). Beide Paragenesen sind in der höchstgradigen Grünschieferfazies nach M. FREY (1974) wahrscheinlich nicht mehr stabil.
2. *Chloritoid* + *Biotit* (unverträglich nach WINKLER 1967). Die beiden Mineralien konnten in direktem Kontakt nachgewiesen werden. Nach vielen Autoren (vgl. z. B. M. FREY 1969a, S. 142) ist in den Alpen wie in anderen metamorphen Gebieten (z. B. Neu-England, Appalachen) die Paragenese Ctd + Bi weit verbreitet, aber nur in der höchstgradigen Grünschiefer- (und untersten Amphibolit-)Fazies.
3. *Chloritoid* + *Calcit* ist häufig, in der höchstgradigen Grünschieferfazies aber wahrscheinlich nicht mehr stabil (M. FREY 1974).

Fragen wir einmal nach der *altersmässigen Beziehung der verschiedenen Mineralien* zueinander und zu tektonischen Phasen in unserem Gebiet. Quarz, Calcit, Hellglimmer, Epidot und Albit sind sicher während verschiedener Phasen entstanden, was anhand der verschiedenen Einschlussverhältnisse gut belegt werden kann. Alle diese Mineralien waren in den Bündnerschiefern schon detritisch vorhanden, *Epidot* wurde wahrscheinlich nur in den Calcit-Albit-Schiefern des unteren Aul-Lappens, den Ophiolithen und prätriasischen Gneisen neu gebildet. Gedrehte Albite mit pigmentiertem Interngefüge beobachten wir nur im unteren Aul-Lappen, wo sie – mindestens zum Teil – syntektonisch entstanden sind. Die Albit-Bildung überdauerte im allg. sicher die letzten tektonischen Phasen, schliesst der Albit doch, beispielsweise in Ophiolithen, z. T. alle andern Mineralien der Paragenese ein (auch Albit, Aktinolith, Chlorit, Titanit).

Biotit ist jünger als neugebildeter Mikroklin und z. T. in Chlorit umgewandelt.

Chloritoid bildete sich während verschiedener tektonischer Phasen, höchstwahrscheinlich relativ früh (genetische Aussagen in bezug auf andere Mineralien, gestützt auf mikroskopische Beobachtungen, erweisen sich wegen der Feinkörnigkeit des Chloritoids als unmöglich). Wir finden ihn in s_1 (subparallel zu ss) und s_2 eingeregelt; in anderen Gesteinspartien, die unmittelbar benachbart sein können, ist er posttektonisch in Form von Büscheln ausgebildet. Dies zeigt, dass mit Zuordnung von Mineralneubildungen zu tektonischen Phasen vorsichtig operiert werden muss (vgl. auch NIGGLI & NIGGLI 1965).

Stilpnomelan wurde bisher nur alpen-externer gefunden. Nächstgelegene Fundorte liegen 15 km weiter im Osten (Piz Beverin, vgl. NIGGLI & NIGGLI 1965). Er zeigt in Kontakt mit blaugrüner Hornblende folgende altersmässige Beziehung: Hornblende-Kristalle durchdringen den Stilpnomelan und umfassen ihn gelegentlich als Einschluss. Andererseits ist die Hornblende in kleineren Bereichen in subparallelen Stengeln angeordnet, Stilpnomelan dagegen durchdringt diese Textur in strahlig-sperrigen Büscheln und ist offensichtlich auch noch später als blaugüne Hornblende, aber vor Aktinolith und Chlorit, gebildet worden. Da wir im gleichen Schliff nur *eine* Varietät von Stilpnomelan unterscheiden können, legen wir seine Bildung in die gleiche Phase wie die der Hornblende, also in die zweite Phase von VAN DER PLAS (1959) – nach ihm alpidische Hauptphase. Das ergibt insofern Konsequenzen, als die Paragenesen dieser Phase von VAN DER PLAS in der höchstgradigen Grünschieferfazies eingestuft werden, wogegen Stilpnomelan in Kontakt mit Muskovit (in Ophiolithen tritt bei uns nie Paragonit auf) in einem niedriger- bis mittelgradigen Bereich derselben stabil ist; in Paragenese 76 z. B. ist zusätzlich schon Biotit gebildet worden. Möglich scheint folgende Deutung: die Reaktion Muskovit + Stilpnomelan + Aktinolith = Biotit + Chlorit + Epidot + H_2O (BROWN 1971) markiert den *Übergang von niedrig- zu mittelgradiger Grünschieferfazies*; es könnte nun sehr wohl möglich sein, dass wir uns gerade im Übergangsbereich befinden und alle in der Reaktionsgleichung erwähnten Phasen in einem bestimmten (kleinen) Temperaturbereich koexistieren (in direktem Kontakt: Stilpnomelan–Muskovit, Epidot–Chlorit, Biotit–Chlorit, Aktinolith–Chlorit).

Diese Diskrepanz scheint vorläufig nicht lösbar; die Interpretation der genetischen Abfolge der Mineralien spielt eventuell einen Streich, indem z. B. Hellglimmer eine jüngere Bildung als Stilpnomelan und retrograd gebildet sein könnte (scheint aber hier sehr unwahrscheinlich). Zudem sind nach unserer Kenntnis die Bildungsbedingungen von blaugrüner Hornblende noch zu wenig untersucht.

Aktinolith bildete sich gelegentlich als randliches Umwandlungsprodukt von blaugrüner Hornblende und ist sicher später als diese entstanden. Er tritt während einer späten tektonischen Phase in stark überprägten Partien von Ophiolithen auf und ist überall in die stärkste Schieferungsfläche eingeregelt. Ungeregelt finden wir ihn nur, wenn auch die andern Mineralien keine Anzeichen von tektonischer Überprägung zeigen, beispielsweise in massigen Ophiolithen.

Blaugüne Hornblende zeigt in stark verschieferten Partien mechanische Deformation mit Bruch.

Titanit bildete sich posttektonisch in bezug auf die letzte Phase und zeigt in seltenen Fällen einen Rutil-Rand. In Bündnerschiefern ist er detritischer Herkunft;

eine Ausnahme zeigen auch hier die Calcit-Albit-Schiefer des unteren Aul-Lappens, in denen er in idiomorphen Körnern auftritt.

Rutil ist in früheren metamorphen Phasen wie auch posttektonisch entstanden (zur Problematik vgl. unter «Chloritoid»). In seltenen Fällen bildet er einen Rand um Titanit. Die Bildung von Titanit und *Rutil* ist nach ERNST (1971) von der Zusammensetzung der Gasphase abhängig. Bei einem gegebenen Druck und bestimmter Temperatur entsteht bei relativ kleinem X_{CO_2} Titanit, bei grösserem X_{CO_2} *Rutil*; in den Ophiolithen war X_{CO_2} offensichtlich so gering (es sind kaum Karbonate vorhanden), dass Titanit gebildet werden konnte. Wenn wir eine Temperatur von 400 bis 450 °C und einen Druck von 3 bis 5 kb annehmen, kann der CO_2 -Gehalt der Gasphase für die Bildung von Titanit auf <0,1 Mol.-% geschätzt werden (vgl. SCHUILING et al. 1967 und ERNST 1971).

Den Bearbeiter metamorpher Gebiete interessiert ja immer die Frage, ob *lateral* oder *vertikal* graduelle Unterschiede in der Metamorphose festgestellt werden können. Es bestehen nun bei uns gewisse Anhaltspunkte, dass zwischen den höheren Einheiten der Adula-Decke und der Zone Piz Terri – Lunschania, insbesondere deren S-Teil (Darlun-Zone), ein solcher Unterschied besteht. In *vertikaler* Richtung, d. h. von tektonisch höheren zu tektonisch tieferen Einheiten (vgl. Fig. 11), beobachten wir folgendes:

Stilpnomelan steht im Aul-Lappen und den Oberen Valser Schuppen in Kontakt mit Hellglimmer, was signifikant für *niedrig- bis mittelgradige Grünschiefer* ist (vgl. oben). In Gneisen des Aul- und Fanella-Lappens spricht das Mineralpaar Kalifeldspat-Chlorit ebenfalls für einen relativ niedrigen Metamorphosegrad (Chlorit-Zone, vgl. BROWN 1971). Im Fanella-Lappen ist ganz selten am Kontakt von Kalifeldspat und Chlorit Biotit-Bildung zu beobachten. Granat ist nicht unbedingt Anzeiger einer höheren Metamorphose. Sein Auftreten hängt ja bekanntlich sehr stark vom Gesamtgesteinschemismus ab (vgl. z. B. MIYASHIRO et al. 1973). Die Bildung kann bereits im niedriggradigen Teil der Grünschieferfazies einsetzen; zudem ist er hier am Kontakt von Adula- und Soja-Decke in den Gneisen immer kataklastisch zerbrochen und könnte früh- oder präalpidisch (vgl. VAN DER PLAS 1959) gebildet sein.

In der Darlun-Zone (S-Teil der Zone Piz Terri – Lunschania) wurden in Quarziten der Lagensandkalk-Serie Chloritoid + Biotit in direktem Kontakt beobachtet, was auf *höchstgradige Grünschieferfazies* hindeutet (s. oben).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die tektonisch höheren Einheiten der Adula-Decke (Aul- und Fanella-Lappen) *weniger metamorph als die tieferen Meta-Sedimente der Soja-Decke* sind.

Lateral, also von NE nach SW, herrschen folgende Verhältnisse: Im NE sind die Chloritoid-Quarzite der Lagensandkalk-Serie (Zone Piz Terri – Lunschania) ohne oder mit fraglichem Biotit (Paragenese 7 in Tab. 2a) ausgebildet, im SW dagegen, im Gebiet der Darlun-Zone, steht öfters (Paragenesen 33, 34, 35 in Tab. 2a) Chloritoid im Kontakt zu Biotit; ebenso häufig aber fehlt in der Darlun-Zone Biotit in den Chloritoid-Quarziten, oder wir finden die Paragenese Chloritoid + Paragonit + Karbonat (s. oben).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass innerhalb der gleichen tektonischen Einheit (d. h. der Zone Piz Terri – Lunschania) der Metamorphosegrad in unserem Gebiet von NE nach SW auf eine Distanz von 5 km nicht nachweisbar ändert; der südlich anschliessende Fanella-Lappen (tektonisch höher) ist offenbar sogar weniger metamorph (vgl. oben). Der Metamorphosegrad sollte aber gegen das Lepontin, gegen SW, zunehmen (vgl. JÄGER et al. 1967). Das stimmt sicher grossregional; aber in kleinen Gebieten kann man sich gut vorstellen, dass *lokale tektonische Verhältnisse*, z. B. *verschiedene tektonische Überlagerung*, eine *bedeutende Rolle gespielt haben* (vgl. Kapitel 5).

Unsere Beobachtungen stimmen, von nachstehend erwähnten Ausnahmen und Ergänzungen abgesehen, gut mit den Ergebnissen von VAN DER PLAS (1959, Tab. 36) überein. VAN DER PLAS unterschied drei alpidische Phasen der Metamorphose, in denen sich folgende wichtige Mineralien neu bildeten (Albit, Chlorit, Muskovit, Quarz, Calcit, Epidot in allen Phasen):

Phase I: ?Phengit, Crossit, *Glaukophan*, Na-Pyroxen, Granat, Chloritoid, ?Disthen, Rutil (Stilpnomelan: vgl. VAN DER PLAS, S. 571).

Phase II (alpidische Hauptphase): Mikroklin, ?Phengit, Biotit (braun und grün), Ferrohastingsit, *blaugrüne Hornblende*, Granat, ?Disthen, ?Rutil, Titanit.

Phase III: Biotit (grün), Aktinolith, Zoisit, Titanit.

Wir haben folgende Unterschiede bzw. Ergänzungen zur Abfolge von VAN DER PLAS festgestellt (vgl. vorhergehende Ausführungen):

1. Rutil ist z. T. sicher auch jünger als Titanit.
2. Stilpnomelan ist nicht nur in der ersten Phase, sondern auch (vorsichtig ausgedrückt) später als blaugrüne Hornblende gebildet worden.
3. Mikroklin kann auch junge Bildung sein. Kalifeldspat-Gänge durchschlagen unverfaltet komplizierte Strukturen (Paragenese 47 in Tab. 2b).
4. Bräunliche Hornblende ist von VAN DER PLAS nicht beschrieben und sicher älter als Aktinolith, eventuell auch älter als blaugrüne Hornblende, und stellt möglicherweise magmatogenen Altbestand dar (vgl. aber NABHOLZ 1945, S. 64).

Die im allgemeinen gut rekristallisierten Gefüge (auffallend vor allem an Hellglimmern, Quarz und Karbonaten) sprechen für *postdeformative Temperung*.

Stoffwanderungen während der Metamorphose: an den Kontakten zwischen Ophiolithen einerseits, prätriasischen Gneisen und mesozoischen Meta-Sedimenten andererseits fanden während der Metamorphose Stoffwanderungen im dm- bis m-Bereich statt (vgl. 4.5.2); am Kontakt zu Ophiolithen finden wir in weissen Marmoren des Aul-Lappens neben Chlorit gelegentlich Neubildungen von blaugrüner Hornblende, Epidot und Titanit (z. B. Paragenese 66 in Tab. 2b). Albitisierung von Bündnerschiefern und die Bildung von Plagioklas-Gängchen (Durchmesser 2 mm) in Trias-Dolomiten (auch in Vergesellschaftung mit nichtophiolithischen Gesteinen) sprechen für zirkulierende Na-reiche Lösungen; es kann in letzterem Fall allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass wegen eines sedimentären Salzgehaltes schon primär viel Na im Gestein vorhanden war, die Stoffwanderungen also über sehr kurze Distanz erfolgt sein können (? evtl. bereits diagenetische Bildung). Quarz und Calcit sind seit langem als sehr mobile Phasen bekannt; sekundäre

Neubildungen finden wir nicht nur als Ausschwitzung (Sekretion), sondern auch als Mobilisate, welche über grössere Distanzen transportiert wurden (z. B. Calcit-Adern in calcitfreien Prasiniten).

6.4 Hinweise auf das Korngefüge der Bündnerschiefer vor der Metamorphose

Quarz und Karbonate waren sicher detritisch vorhanden; Angaben über sedimentäre Korngrössen sind bei beiden Mineralien aber problematisch, da sie sehr leicht löslich sind und oft schieferungsparallele Adern bilden. Wenn wir die Bündnerschiefer betrachten, scheinen nur in den quarzitischen Gesteinen und Marmoren die sedimentären Gefüge einigermaßen gut erhalten zu sein. Die gemessenen Korngrössen betragen:

- in *Gneisquarziten* der Zone Piz Terri – Lunschania:
 - 0,2–3 mm für Quarz (ondulöse Auslöschung, Kataklyse)
 - 0,5–1,5 mm für Hellglimmer (verbogene Schüppchen?)
 - 0,3–4 mm für Kalifeldspat (gerundet, zerrissen, «dusty» Habitus: vgl. VAN DER PLAS 1959)
 - 0,2–0,5 mm für Plagioklas (zerbrochen, korrodiert)
- in *Quarziten der Lagensandkalk-Serie*:
 - 0,05–0,2 mm für Quarz (sehr gleichkörniges Gefüge)
- in *Marmoren und Terri-Schiefern*:
 - 0,2–2 mm für Calcit (Crinoidentrümmer, eventuell nicht von weit her eingeschwemmt)

LITERATURVERZEICHNIS

- BAILEY, E.H., & STEVENS, R.E. (1960): *Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections*. – Amer. Mineralogist 45 (Sept.–Oct., 1960).
- BAUMER, A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Blenioal, Geologie der Blenio-Kraftwerke*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 39.
- BEARTH, P. (1967): *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 132.
- BROWN, E.H. (1971): *Phase Relations of Biotite and Stilpnomelan in the Greenschist Facies*. – Contr. Mineral. Petrol. 31, 275–299.
- CHATTERJEE, N.D. (1966): *On the Widespread Occurrence of Oxidized Chlorites in the Pennine Zone of the Western Italian Alps*. – Contr. Mineral. Petrol. 12.
- (1971): *Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora-Maira-Massif, Western Italian Alps*. – N. Jb. Mineral. [Abh.] 114/2.
- CHIESA, S., LIBORIO, G., MOTTANA, A., & PASQUARE, G. (1972): *La paragonite nei calcescisti delle alpi: Distribuzione e interpretazione geo-petrologica*. – Mem. Soc. geol. ital. 11, 1–30.
- CRAWFORD, M.L. (1966): *Composition of Plagioclase and Associated Minerals in some Schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with Inferences about the Peristerite Solvus*. – Contr. Mineral. Petrol. 13, 269–294.
- DIETRICH, V. (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich*. – Europ. Hochschulschr. (XVII), 1 (Verlag H. Lang).

- EGLI, W. (1966): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Soja-schuppe (Bleniotal, Kt. Tessin)*. – Diss. ETH Zürich.
- ERNST, W.G. (1971): *CO₂-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism*. – *Geochim. cosmochim. Acta* 36, 497–504.
- FREY, J.D. (1967): *Geologie des Greinagebietes*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 131.
- FREY, M. (1969a): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- (1969b): *A Mixed Layer Paragonite/Phengite of Low-Grade Metamorphic Origin*. – *Contr. Mineral. Petrol.* 24.
- (1970): *The Step from Diagenesis to Metamorphism in Pelitic Rocks during Alpine Orogenesis*. – «Sedimentology», Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- (1974): *Alpine Metamorphism of Pelitic and Marly Rocks of the Central Alps*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54.
- FRY, N. (1973): *Lawsonite pseudomorphed in Tauern greenschist*. – *Mineral. Mag.* 39 (March 1973).
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- GANSSE, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 17/2.
- GARRISON, R.E., HEIN, J.R., & ANDERSON, T.F. (1973): *Lithified carbonate sediment and zeolitic tuff in basalts, Mid-Atlantic Ridge*. – *Sedimentology* 20.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. (1967): *Rb/Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- JENNI, H. (1923): *Geologie der westlichen Adula*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 51.
- JUNG, W. (1963): *Die mesozoischen Sedimente am SE-Rand des Gotthard-Massivs*. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2.
- KOPP, J. (1923): *Geologie der nördlichen Adula*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 51.
- (1925): *Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientals und des Domleschg*. – *Eclogae geol. Helv.* 19.
- (1933): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer- und Valsertal*. – *Eclogae geol. Helv.* 26.
- KOPP, J., JENNI, H., & FRISCHKNECHT, G. (1926): *Spezialkarte No. 104, Adula*. – *Schweiz. geol. Komm.*
- MIYASHIRO, A., & FUMIKO, S. (1973): *Progressive compositional change of garnet in Metapelite*. – *Lithos* 6, 13–20.
- MÜLLER, R.O. (1958): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 38/2.
- NABHOLZ, W.K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1.
- (1967): *Exkursion Nr. 38: Chur-Reichenau-Ilanz-Vals-Zervreila*. *Geol. Führer der Schweiz* (S. 743–780). – Wepf, Basel.
- NABHOLZ, W.K., & BOLLI, H.M. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien*. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1.
- NABHOLZ, W.K., & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. – Diss. Univ. Zürich (Fretz AG, Zürich).
- NIGGLI, E. (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. – *Int. geol. Congr., Rep. 21st Sess., Norden (Copenhagen) 1960*, 13.
- NIGGLI, E., & NIGGLI, C. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1.
- ORVILLE, P.M. (1970): *The An-content of plagioclase as an Indicator of Metamorphic grade and of Fluid composition in the system K₂O–Na₂O–CaO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–CO₂*. – Unveröff. Publ.
- ORVILLE, P.M., & JOHANNES, W. (1971): *The composition of plagioclase as an indicator of metamorphic grade and fluid composition in carbonate-bearing pelitic rocks*. – Abstract, Geochemistry Gordon Conference (unveröff.).
- PLAS, L. VAN DER (1959): *Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland*. – *Leidse geol. Meded.* 24/2.
- SCHUILING, R.D., & VINK, B.W. (1967): *Stability relations of some titanium-minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase)*. – *Geochim. cosmochim. Acta* 31, 2399–2411.

- SHEARMAN, D.J., KHOURI, J., & TAHA, S. (1961): *On the Replacement of Dolomite by Calcite in some Mesozoic Limestones from the French Jura*. – Proc. Geologists' Assoc. 72/1, 1–12.
- STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.
- TAN, T.H. (1957): *Verslag van de doctoraalkartering bij Vals, Graubünden, Zwitserland*. – Unveröff. Publ. geol. Dept. Univ. Leiden.
- THURSTON, B.C. (1973): *Greina – Wildes Bergland*. – Desertina-Verlag, Disentis.
- TRÖGER, W.E. (1959): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (Teil 1, Bestimmungstabellen)*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- TURNER, F.J., & VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology* (2nd ed.). – McGraw-Hill, New York.
- UHR, A. (in Vorb.): *Geologische Untersuchungen im Gebiet des Piz Terri (Kantone Tessin und Graubünden)*. – Unveröff. Publ. geol. Inst. ETH Zürich.
- WINKLER, H.G.F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. – Springer, Berlin.
- ZEN, E.-AN (1960): *Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic range in West-Central Vermont*. – Amer. Mineralogist 45, 129–175.