

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 42 (1949)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Betrachtungen über den Bau der Südalpen  
**Autor:** Staub, Rudolf  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-161181>

#### 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:** 13.12.2025

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

# Betrachtungen über den Bau der Südalpen

Von Rudolf Staub

Mit 39 Textfiguren und 3 Tafeln (VIII—X)

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort . . . . .	220
I. Zur tektonischen Deutung der westlichen Südalpen zwischen Sesia, Lugano und Comersee	222
1. Einführung . . . . .	222
2. Die Bauelemente der westlichen Südalpen und ihrer Grenzgebiete in der alpinen Wurzelzone . . . . .	226
Aufteilung der ostalpinen Wurzelzone 226, mittelostalpine Decken-Gruppe 227, Widersprüche bei der Deutung der mittelostalpinen Decken-Gruppe als südliche Silvretta-Elemente 228, Probleme im Vintchgau 230, westliche Fortsetzung der Jorio/Tonale-Linie 231, Schwierigkeiten der Deutung 232, Übersicht über die Bauelemente der westlichen Südalpen 233.	226
3. Der nähere Zusammenhang der Kristallinmassen zwischen Lugano und der Jorio-Linie im insubrischen Seengebirge . . . . .	233
Mulde von Musso 234, Muldenzone von Viona-Arosio 235, Sedimentzug von Luino 237, Kristallingebirge als Grossseinheit 238.	
4. Die Synkinalzone des San Salvatore und ihre Beziehungen zu den umgebenden Kristallingebieten . . . . .	239
Allgemeines 239, insubrische Antiklinale 240, Bau der Salvatore-Mulde 240, Kristallingebirge verschieden 241, Monte San Salvatore 241, Alter der basalen Bildungen 241, Nordbewegung in der Salvatore-Mulde 242, Innenbau der Synkinalzone westlich des Lagonersees 243, Verbindung mit der insubrischen Antiklinale 245, Bewegungstendenz von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen 246, Langensee 246, Sesia 246, Problem der näheren Beziehungen zwischen insubrischer Antiklinale u. Silvretta-Wurzelkern 248, Weitere Probleme im Raum der Sesia 249, Verkümmерung der südalpinen Schichtreihe 249, Monte Fenera 249, Fazieswechsel im westlichen Fortstreichen der nördlichen Kalkalpen 250, Problem der Breccienecke 251, Simmendecke 252, Breccienteck als westliche Fortsetzung des kalkalpinen Rhätikon 253, Tektonischer Zusammenhang zwischen Breccienecke und kalkalpinem Rhätikon 253, Plateau von Les Gets und Probleme des Apennins 254, Östliche Salvatore-Mulde 257, San Salvatore 257, Triasmassen nördlich Campione 259.	
5. Die Stellung der südlichen Kalkalpen des Lagonese zum Porphyraufbruch und zum Salvatore-Zug . . . . .	260
Monte San Giorgio-Viggiù und Campo dei Fiori 260, Anzeichen von Nordschub 261, Generoso-Masse 261, Luganeser Hauptverwerfung 261, Überschiebungsscharakter der Generoso-Basis 263, Wurzel der Generoso-Scholle 265, Bau der Kalkalpen in Val	

Solda 265, Gaeta-Acquaseria-Val Sanagra 267, Salvatore-Mulde und Porphyraufbruch im Gebiete von Lugano, von Südwesten gegen Nordosten aufgeteilt 269, Bewegung der Generoso-Scholle aus Südosten 270, Front der südlichen Kalkalpen 270, Nordstoss der gesamten Südalpenscholle 271, Generoso-„Decke“ 272, Rückfaltung der Grigna 272, Flexur von Mendrisio 272, Trompia-Aufbruch 273, Valsässina 275, Die Nordbewegungen in den westlichen Südalpen 275, Neues Bild vom Bau der westlichen Südalpen 276.

<b>II. Bau und Bewegungssinn der Südalpen im Osten des Comersees . . . . .</b>	<b>277</b>
1. Allgemeines und Bedeutung der Etschbucht . . . . .	277
2. Der südalpine Bau zwischen Comersee und Karawanken . . . . .	279
Allgemeine Gliederung der Südalpen 279, Alte und neue Gliederung 280, Bergamaskische Einheit 282, Tridentinische Einheit 283, Umschwenken längs den Judikarien 284, Porphyrschild von Bozen 284, Brenta-Scholle 285, Auskeilen des Brenta- und bergamaskischen Raumes 286, Ältere Strukturanlagen 287, Ende der Bozener Porphyre 287, Vicentinisch-bellunesische Randeinheit 288, Bellunesische Einheit 289, Tridentinisch-bellunesische Grenzzone 291, Umgebung von Trento und Bruchsystem von Zambana 291, Calisio 292, Rovereto-Val Sugana 293, Val Sugana-Primiero 294, Passo di Cereda-Agordo 294, Von Agordo nach Osten 295, Monte Pelf, Mulde von Longarone und Zone der Rocchetta 295, Aufbruch des Cadore und Überschiebung der Carnia 295, Südrand der Julischen Alpen und Fenster von Flitsch 296, Südliche Randelemente der bellunesischen Einheit 296, Venezianische Dome zwischen Monte Grappa und Tagliamento 297, Einheit des Tagliamento 298, Cadore-Aufbruch, Passo Duran, Agordo 298, Zusammenhänge innerhalb der Dolomiten 299, Nordrand und Kuppel von San Stefano 299, Tektonische Gliederung der Dolomiten 299, Villnösser- und Rauhtal-Linie 300, Sankt Cassian und Fanes-Platte 301, Zentrale und südliche Dolomiten 301, Scharung des Cadore und Block der Marmolada 302, Predazzo 302, Gesamtbild des südalpinen Zentralsektors 304, Karnische Einheit 304, Fella-Linie, Julische Alpen und Karawanken 305, Černa/Lipa-Aufbruch 306, Fragen des östlichen Drau-Zuges 306, Karnisches Element, Brenta-Scholle und Bergamasker Alpen 307.	309
3. Die Schubrichtung in den südalpinen Bauelementen . . . . .	314
Allgemeines, Grundriss 309, Querprofil 310, Alpenrand, Stellung der Po-Ebene und des Apennins 310.	
A. Vom Comersee zur Etsch . . . . .	
Orobisches Kristallin, orobische Mulden und bergamaskische Gewölbe 314, Tartavalle und Carona 314, Pizzo del Diavolo, Pizzo Cocca 314, Gewölbekulissen der Bergamasker Antiklinalzone 315, Zusammenhang zwischen Silvretta-Wurzel und südalpiner Basis 315, Verkeilungserscheinungen im orobischen Perm 316, Zögernde Schubrichtung und Tiefgang der orobischen Trennung 316, Bewegungssinn in der bergamaskischen Gewölbezone 317, Bergamaskisches Triasgebirge 318, Presolana-Überschiebung und Bewegungsrichtung in Val Brembana 319, Alpenausgang am Brembo, Villa d'Almè und Canto Alto 320, Val Taleggio und Zuc di Poia 320, Valle di Scalve und Südausfall der Presolana-Scholle 321, Trompia-Aufbruch und Trompia-Linie 322, Iseosee und Val Cavalina 322, die Grioni-Aufschuppung 323, Ausnahme der Grigna, des Resegone und der östlichen Alta Brianza 323, Westsektor der tridentinischen Einheit 326, Brescia 326, Gliederung Etschbuchtgebirge zwischen Val Sabbia, Garda, Monte Baldo, Trento und Val di Non 327, Lago d'Idro, Val Sabbia, Paganella, Stivo/Bondone, Baldo und Mendola 327, „Dinarische“ Rückwärtsbewegungen 328, „Schubrand“ der Brenta-Masse 328, Paganella-Aufschchiebung, Tremòsine, Salò, Vobarno, Limone, Valle di Ledro, Baldo, Stivo-Scholle und Bondone 329, Bescheidene dinarische Rückschübe 329, Zeugen für Vorfaltung der judikarischen Elemente gegen die Zentralalpen, Dosso Alto, Lago d'Idro, Storo, Valle di Lorina, Valle di Ledro, Ballino, Mendola und Brenta-Überschiebung, Völlan 329, Alpine Bewegungen in der Brenta-Scholle, Sarca-Durchbruch, Unterschiebung	

- der Brenta am Doss Sabbiòn, Monte Spinale, nördliche Brenta, Lago di Tòvel, Cles und Brenta-Westfront 331, Sekundäre Zerhackungen und Scharung von Molveno 333, Primäre Bewegung der Brenta-Scholle gegen Westen 334, Ausmass der alpinen Vorfaltung zwischen Comersee und Etsch 334.
- B. Von der Etsch nach Osten . . . . . 334  
 Bauelemente 334, Val Sugana-Linie 334, Torrente Maso, Primiero, Agordo, Forcella Cibiana, Cadore 334, Rocchetta, Longarone, Claut, Meduna, Burlatòn und Pràmagggiore, Zunahme der Südbewegungen gegen Osten hin 335, *Südbewegungen der Dolomiten* (Marmolada, Tofana, Trodena, Antelao, Fernazza, Tre Croci, Stuva, Croda Rossa, Cadore) 336, Geringe Bewegungskomponente gegen Süden 337, *Zeugen für Nordbewegung östlich der Etsch* 337, Val Sugana-Trento-Etschtal-Recoaro 337, Lavis-Trodena 338, Pale di San Martino 338, Civetta 340, Pelmo und Antelao 341, Cortina d'Ampezzo, Sorapìs, Cristallo, Tofane 342, Falzàrego-, Tre Croci-, Ansiei-, Antelao-Bruch 344, Unterdrückung des Marmoladaraumes am Cordevole 344, Deutung der oben genannten Brüche als sekundäre Zerhackungen 345, Marmolada 345, Langkofel, Dolomiten Nordrand und Villnösserlinie 346, Grödener Dolomiten, Puez, Boè und Sellaplatte 347, Klare Bewegung der Massen gegen Norden 349, *Neues tektonisches Bild der Dolomitenregion* 349, Vormarsch der Massen gegen Norden 351, Aufgelockerter Faltenbau über dem Porphyrschild und Vergleich mit dem Bau der subalpinen Molasse 352, Aufleben alter Längsbrüche 352, *Bewegungszeugen in der bellunesischen Einheit* 353, Recoaro, Sette Comuni, Val Sugana, Civaròn und Monte Lefre 353, Feltriner Alpen 354, Torrente Mis und Cordevoleschlucht, Forcella Cibiana und Perarolo 354, Grundriss der östlichen Südalpen 356, Scharungszone des Piavegebietes und beginnende dinarische Virgation 357, Beginn des Einschwenkens in die dinarische Kettenrichtung 357, *Südnordschub im Osten des Piave* 358, Sextener Dolomiten, Sappada und Fellatal 358, Nordfront der Julischen Alpen 358, Sappada Dolomiten und Aufbruch des Passo Lavardet 359, Angriffsfront gegen Norden, oberes Tagliamento-Tal und Passo di Mauria-Ampezzo 359, *Nordmarsch der südalpinen Scholle* 360, Südalpen als dinarische Elemente 361, Zusammenhänge im südalpin-dinarischen Grenzgebiet 361, Venezianische Dome, Ternowanerwald und Julische Aussenzone 361, Bischofslackerscholle und Basis der Julischen Alpen 362, Becken von Laibach 362, Südalpen und Dinariden 363.
4. Die Stellung der Silvretta-Decke zu den Südalpen und der Standort der jungalpinen Intrusivkörper Südtirols . . . . . 364  
 Westliche Südalpen, Seengebirge und orobisches Kristallin, Wurzeln der Silvretta-Decke 364, Stellung der Ivrea-Zone und des Canavese, neuer Deutungsversuch 365, Beziehungen zwischen Silvretta-Wurzel und Südalpen 367, Salvatore und orobische Mulden 368, Engerer Zusammenhang zwischen Südalpenfront und westlichster Silvretta-Wurzel 368, Rolle der Scharungen 368, Westliche Südalpen als hinterste Annex der Silvretta 369, Keine Autochthonie der Südalpen 369, Bedeutung der Jorio/Tonale-Linie 370, Karnisches Frontalelement und Drau-Zug 370, Diskussion eines Zusammenhangs der Jorio/Tonale-Linie oder der orobischen Mulden mit dem Drau-Zug 371, Tridentinische Einheit und Tiroliden-Wurzel im südtiroler Zentralsektor 373, Vorschub der tridentinischen und der Brenta-Scholle über Silvretta-Wurzel zwischen Dimaro und Bruneck 374, Oberostalpine Wurzel im Etsch-Querschnitt und Bozener Vorstoss, jünger als Intrusion Adamello 375, Batholithen-Reihe Val di Non-Kreuzberg 376, Tonalit-„Rosenkranz“ Malè-Val di Non analog Rieserferner und Sondrio ? 376, Begrabenes inneralpines Südtiroler Tertiärbecken ? 377, Penserjoch, Iffinger, Brixener Granit 377, Möglichkeit eines mittel-ostalpinen Fensterstreifens zwischen Meran und Penserjoch 379, Analogie mit dem Luganese 380, Die Nordbewegung beherrscht das Feld auch in den Südalpen 381. Überblick, pannoniche Einheit, Austriden und Dinariden, Aufgliederung des pannosischen Raumes der Alpen und Lösung des Alpen/Dinariden-Problems 381.

	Seite
	383
5. Das Problem des Porphyrschildes von Bozen . . . . .	383
Bedeutung desselben für den Bau der Alpen 384, Abnormales Ausmass des spät-herzynischen Vulkanismus im Sektor von Bozen 384, Gründe dafür 385, Anordnung der südalpinen Porphyroformationen auf verschiedenen Längsspalten bzw. Längsbrüchen 385, Bozener Vulkanismus im Kreuzungsgebiet alter Längs- und Querbruchsysteme 386, Andeutung solcher Querbrüche im Alpenquerschnitt Südtirols 386, Ostrand der Oetzmasse und Bruchsystem von Schio 386, Beziehungen zwischen ostalpiner Grauwackenzone und bergamaskischem Unterperm 387, Querbruchlinie im alten Tiroliden- und Südalpenraum zwischen Innsbruck, Brenner, Bozen, Trento, Schio und Euganeen 388, Reaktivierung des alten Querbruchsystems und des Vulkanismus im Süden, Recoaro, Schio, Euganeen 388, Weitere quere Porphyrlinien in Bünden ?, Stellung von Lugano 388.	
<b>Benutzte Literatur . . . . .</b>	<b>390</b>
Geologische Karten . . . . .	405
Nachträge zum Literaturverzeichnis . . . . .	406
Bemerkungen zu den Tafeln, speziell zu der Tektonischen Karte Tafel IX . . . . .	408

*Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln*

Fig. 1. Ansicht der Mulde von Musso, von Osten . . . . .	234
Fig. 2. Die „Mulde“ von Viona-Arosio, im Osten von Viona . . . . .	236
Fig. 3. Blick vom Pianbello nach Nordosten, Richtung Lugano . . . . .	258
Fig. 4. Knetzone an der Basis der Generoso-Scholle, längs der Strasse San-Vitale-Pugerna	263
Fig. 5. Die Basis der Generoso-Scholle nördlich des Passo San Vitale (Arogno-Pugerna)	263
Fig. 6. Der Vorschub der Kalkalpenfront der Val Solda über das basale insubrische Kri- stallingebirge südlich Cusino . . . . .	266
Fig. 7. Das Basisprofil der südlichen Kalkalpen zwischen Menaggio und Acquaseria nörd- lich der Gaeta (Westufer des Comersees) . . . . .	268
Fig. 8. Die Presolana-Überschiebung, von unterhalb Schilpario aus gesehen . . . . .	318
Fig. 9. Der Nordostabfall der Corna Grande/Aralalta-Masse in Valtorta . . . . .	319
Fig. 10. Der Presolana-Südausfall nördlich des Giogo della Presolana, gesehen von der Ost- seite der Valle di Scalve (Mozzo) . . . . .	321
Fig. 11. Der Südrand des Trompia-Aufbruches („Trompia-Linie“) östlich Bagolino . . . .	322
Fig. 12. Bewegungsbilder in der Trias der Val Sabbia südöstlich von Storo (Lodrina) . .	330
Fig. 13. Die zentrale Brentagruppe der Cima Tosa, vom Monte Spinale aus . . . . .	331
Fig. 14. Die Tosa-Fracinglo-Gruppe von südlich Madonna di Campiglio . . . . .	331
Fig. 15. Die Cima Uomo-Gruppe nördlich des Lago di Tòvel . . . . .	332
Fig. 16. Die Brenta-Westfront im Gebiete des Mondifrà/Cima Sassarsa und nördlich davon gegen Dimaro, vom Monte Spinale gesehen . . . . .	333
Fig. 17. Die Bellunesische Nordfront südlich der Forcella Cibiana . . . . .	335
Fig. 18. Der Cimòn della Pala, vom Rollepass aus . . . . .	338
Fig. 19. Der Cimòn della Pala, von oberhalb San Martino aus . . . . .	339
Fig. 20. Der Westfuss des Cimòn della Pala, von südlich des Rollepasses . . . . .	339
Fig. 21. Die gegen N gerichtete Fältelung in der Oberperm-Basis des Cimòn della Pala, wenig nördlich San Martino di Castrozza . . . . .	340
Fig. 22. Der gegen Nordwesten gerichtete Schichtkopf der Civetta, vom oberen Cordevole aus . . . . .	340
Fig. 23. Die Civetta vom obersten Zoldotale aus . . . . .	341
Fig. 24. Der Monte Pelmo von nördlich Pècol (Zoldano) . . . . .	342
Fig. 25. Der Aufschub der Pelmo-Scholle gegen N, im hintersten Fiorentina-Tal . . . .	342
Fig. 26. Blick auf Sorapis-Cesta, Pelmo, Passo tre Croci und Monte Cristallo, vom Südfuss der Drei Zinnen aus . . . . .	343
Fig. 27. Der östliche Nuvolà-Gipfel (La Gusella), vom Passo di Giàu . . . . .	344
Fig. 28. Der Aufschub der Langkofel-Scholle auf die Seiseralm-Serie . . . . .	346
Fig. 29. Die Langkofelgruppe von der nördlichen Seiseralm . . . . .	347

	Seite
Fig. 30. Die Nordfront der Grödenerdolomiten in den Odle und am Sass Rigais (nordöstlich Ortisei) . . . . .	348
Fig. 31. Der Sasso di Pordòi in der südlichen Sella-Gruppe, vom Aufstieg zum Sellajoch	348
Fig. 32, 33, 34. Bewegungsbilder aus der San Cassian-Basis der Sella-Gruppe, wenig südlich des Passo di Sella . . . . .	350
Fig. 35. Die Nordgrenze der Bellunesischen Einheit am Passo di Gôbbera, vom Aufstieg zum Passo Brocòn . . . . .	354
Fig. 36. Der Nordrand der Bellunesischen Einheit am Eingang in die Cordevole-Schlucht südlich Agordo, gesehen von Riva Monte . . . . .	355
Fig. 37. Nordgetriebene Gewölbescharniere im Hauptdolomit der Cordevole-Schlucht, zwischen Ponte della Muda und Ponte del Castello . . . . .	356
Fig. 38. Der Südabfall der Sappada-Dolomiten nördlich des Passo di Lavardet . . . . .	359
Fig. 39. Ausschnitt aus den Penserjoch-Zügen im westlichen Hintergrund des Setterberger-Tales . . . . .	379
 Tafel VIII. Die Mächtigkeitsschwankungen der südalpinen Schichtreihe zwischen Sesia und Cadore.	
Tafel IX. Tektonische Karte der Südalpen und ihrer Nachbargebiete, 1:1000000.	
Tafel X. Generelle Profile durch die Südalpen, 1:500000.	

### Vorwort.

Verschiedene Umstände haben es mit sich gebracht, dass in den letzten Jahrzehnten bei den allgemeinen Betrachtungen über den Bau der Alpen der Abschnitt der eigentlichen Südalpen immer wieder zu kurz gekommen ist. Einerseits lag dabei die Schuld an der stürmischen Entwicklung der modernen Deckenlehre, für die die Südalpen zunächst als nur von geringem Interesse erschienen; galt es doch, unter den mächtigen Impulsen der Jahrhundertwende, in allererster Linie die zahllosen neu gestellten und die vielen alten bisher ungelösten Probleme des alpinen Deckengebirges in den Nord- und später ganz besonders auch in der so schwierigen und erst dank den Fortschritten der modernen Petrographie überhaupt einer Lösung zugänglicher gewordenen Zone der Zentralalpen einer Lösung näher zu führen. Andererseits lag ein wichtiger Grund für die offensichtliche und beklagenswerte Vernachlässigung der südalpinen Geologie über lange Zeiten im Mangel modernerer Untersuchungen und besonders im Fehlen neuerer Kartenaufnahmen, daneben auch vielfach in sprachlichen und politischen Schwierigkeiten. So stand auch mir, bei der Ausarbeitung meiner tektonischen Karte der Alpen und des dazugehörigen Begleittextes im „Bau der Alpen“, vor über 25 Jahren nur recht spärliches und sehr ungleichwertiges Material über die Südalpen zur Verfügung; ein Mangel, der sich, gerade für das wirkliche und vor allem sichere Verständnis dieses wichtigen Alpen-Abschnittes, als ausserordentlich schwerwiegend erwies. 1926 suchte ich zwar, nach meinen eigenen ersten Reisen durch die Südalpen, und auf Grund der mir vorher infolge des ersten Weltkrieges zum grossen Teil überhaupt nicht zugänglich gewesenen damals noch neueren, vornehmlich italienischen Literatur, mir in einer ersten eigentlichen Südalpenarbeit etwelche bessere Übersicht über den südalpinen Bau zu verschaffen; doch blieben Text und Karte infolge mangelnder Mittel unveröffentlicht, wenn auch einiges von jenen Anschauungen doch noch in den erst 1926 erschienenen Profiltafeln zum „Bau der Alpen“ an die Öffentlichkeit gelangte. Das übrige aber blieb Manuskript bis auf den heutigen Tag, und stets wachsende Verpflichtungen, weitreichendere Reisen in ausseralpine Gebiete, die Vollendung meiner Berninakarte und der letzte grosse Krieg liessen mir kaum je mehr als nur vorübergehend Zeit, mich mit den seit langem schon als mehr denn dringlich empfundenen speziell südalpinen Problemen näher zu beschäftigen.

Erst die letzten Jahre nach dem Krieg führten mich mehrmals wieder in das so herrliche südalpine Gebirge hinab, und eine grosse Reihe neuer eigener Beobachtungen liessen nunmehr den Wunsch zu vertiefterem Studium desselben, besonders auch unter Zuhilfenahme der unterdessen, während eines Vierteljahrhunderts, abermals mächtig angewachsenen neuen Literatur, immer dringender und stärker werden. Es schien mir daher an der Zeit und an sich verlockend, die Ergebnisse langjähriger Beschäftigung mit den südalpinen Problemen, die eine längere Mussezeit im vergangenen Winter noch stärker zum Ausreifen zu bringen vermochte, in einer grösseren Studie hier niederzulegen. Wenn mir das in relativ kurzer Zeit gelungen ist, so verdanke ich dies vor allem der sorgenden Hingabe jener Menschen, die mir nach schwerer Krankheit liebevoll beigestanden sind: meiner lieben Frau, deren selbstlose Güte mich stets umgab, meiner Tochter Annetta, die in allezeit rührender Hilfsbereitschaft die oft recht mühselige Arbeit der ganzen Niederschrift besorgte, und meiner treuen Pflegerin Alma Ferrari, die ohne Besinnen einen guten Teil ihrer Studienzeit für mich hergab und mir auch später viel geholfen hat. Ihrer sei daher hier einmal mehr in herzlicher Dankbarkeit gedacht.

Des weiteren bin ich zu grossem Dank verpflichtet der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und deren Redaktor Dr. W. Nabholz, die die Publikation dieser Arbeit trotz schwieriger Verhältnisse in grosszügiger Weise übernahmen. Der Druck dieser Arbeit wäre aber wohl kaum möglich gewesen ohne weitere hochherzige Spenden, die hier daher noch besonders erwähnt und auch ganz ausdrücklich und frohen Herzens verdankt seien. Es betrifft dies sehr wesentliche Beiträge aus dem Albert Barth-Fonds der Eidgenössischen Technischen Hochschule, die mir durch den Präsidenten des Schweizerischen Schulrates, Prof. Dr. H. Pallmann, zur Verfügung gestellt wurden, und solche aus der Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich, vermittelt durch das zur Zeit von Prof. Dr. H. v. Meyenburg präsidierte Kuratorium dieser Stiftung. Dankbarer Hinweis auf diese entscheidende Unterstützung durch die beiden Zürcher Hochschulen ist mir heute ein aufrichtiges Bedürfnis.

Gemäss meiner etwas genaueren Kenntnis des insubrischen Seengebietes, wo ich auch, bis in die Bergamasker Alpen hinein, bereits an mannigfaltige ältere eigene Untersuchungen, die in ihren Anfängen bis auf 1915 zurückgehen, anknüpfen konnte, wird der erste Teil dieser Schrift sich vor allem mit dem südalpinen Gebirge im Westen des Comersees beschäftigen. Der zweite Teil sucht, gleichfalls auf Grund weitreichender eigener Anschauung, vor allem aber auch auf Grund der neuen Aufnahmen in den Bergamasker-Alpen und besonders in Venezien, d. h. zwischen Südtirol, Trento, Carnia und dem Isonzo, die grosse Hauptmasse der Süd-alpen im Osten des Comersees und endlich die gesamte südalpine Zone, bis hinüber in die Julischen Alpen, einem vertiefteren Verstehen entgegenzuführen. Die beigefügten Tafeln mögen, als schwacher Versuch zu einer Gesamtschau des südalpinen Gebirges, einer besseren Übersicht über das Ganze dienen und das Verständnis des Vorgebrachten erleichtern helfen.

Trotz dem Umfang aber, den die vorliegende Studie im Laufe ihrer Entwicklung angenommen hat, bleibt sie ein blosses Fragment und soll nur eine bescheidene Etappe in der Erforschung der Alpen sein. Ein Ruhepunkt mit Rück- und Ausblicken, Übersicht über das bisher Erreichte und Hinweis auf neue Probleme; ein Ruhepunkt aber auch, an dem allen den vielen, die bisher, durch Generationen hindurch, an der Enträtselung des südalpinen Baues gearbeitet haben, bewegter Dank gesagt sein soll für die von ihnen in erster Linie geschaffenen Grundlagen für diese Betrachtungen. Für jene in so unendlicher Mühe im Gebirge zusammengetragenen Tatsachen, ohne die diese Studie nicht möglich geworden wäre. Mein herzliches Glückauf aber gilt der jungen Generation, die mit frischen Kräften noch auf Jahrzehnte hinaus das Begonnene weiterführen und mit neuem Inhalt füllen wird.

---

## I. Zur tektonischen Deutung der westlichen Südalpen zwischen Sesia, Lugano und Comersee.

### 1. Einführung.

Ursprünglich wurden bekanntlich die ganzen Südalpen, vom Isonzo bis zum Langensee, einfach als grösstenteils aus Sedimenten aufgebaute südliche Rand- oder Nebenzone der Gesamtalpen aufgefasst, d. h. die sog. „Südlichen Kalkalpen“ der grossen kristallinen Zentralzone des Gebirges und den nördlichen Kalkalpen gegenübergestellt. Das war die einfache Anschauung der älteren Geologen, von STUDER und ESCHER bis zu HEIM und SCHMIDT; in den östlichen Alpen aber war es die Ansicht der österreichischen Alpengeologen überhaupt, von FRANZ, RITTER von HAUER und RICHTHOFEN, BITTNER, MOJSISOVICS und SCHWINNER bis zu AMPFERER, HAMMER und SPITZ. 1875 jedoch erkannte der grosse Aussenseiter EDUARD SUESS in den Südalpen in erster Linie die nordwestliche und westliche Fortsetzung der dinarischen Ketten vom Ostufer der Adria, und glaubte fortan diese „dinarischen“ Elemente als eine blosse, den eigentlichen Alpen gewissermassen fast zufällig beigeordnete fremde Begleitzone mit einem gegenüber den eigentlichen wirklichen Alpen durchaus fremden Bau, daneben auch einer prinzipiell anderen, der wirklich alpinen entgegengesetzten Bewegung der Massen, durch die ganzen Südalpen bis an den Langensee verfolgen zu können. Seither wurden, und über lange Zeit, unter der Autorität des berühmten Wiener Meisters, zum allergrössten Teil die ganzen Südalpen ohne irgendwelche weitere Unterteilungen einfach zum dinarischen Gebirgssystem gerechnet: die Südalpen sollten als ganz fremde, eben „dinarische“ Elemente, als ein durchaus eigenes Gebirge, mit einer ganz anderen, eigenen, jener in den Alpen prinzipiell entgegengesetzten Schubrichtung, letzten Endes als die Ausläufer der asiatischen Randbogen des Himalaya-, des Taurus- und des Hellenidensystems die eigentlichen, wirklichen und klassischen Alpen an deren Südrand begleiten und dieselben von der Po-Ebene und der Adria trennen; dabei längs einer berühmt gewordenen und vielfach durch junge Eruptivmassen noch besonders unterstrichenen „alpin-dinarischen Grenze“ mit ihren Rücken gegeneinander stossend, vom Bacher bis an den Langensee.

Die Feststellung eines gewaltigen Deckenbaues in den eigentlichen Alpen, dem zunächst in den ganzen Südalpen nichts auch nur einigermassen Analoges zu entsprechen schien, leistete der SUESSSEN Auffassung von Alpen und Dinariden als zwei fundamental voneinander getrennten, in ihrem Baustil und in ihren Bewegungsrichtungen ganz verschiedenen und damit überhaupt selbständigen Gebirgen weiter Vorschub, und die eben erwähnte Kette der unterdessen im besonderen durch SALOMON entdeckten jungen, sogenannten peri-adriatischen Intrusivkörper sollte gewissermassen als Narbe erstarrten Magmas die fundamentale Trennungsnahrt zwischen Alpen und Dinariden noch besonders unterstreichen. Vom Tonalit von Eisenkappel zum mindesten bis zu jenem des Adamello, zeitweise sogar bis hinüber nach Valsässina, westlich des Langensees sicher wieder bis zur Sesia und gegen Biella.

Dem nordbewegten, immer grossartiger sich kundgebenden Deckenbau der eigentlichen Alpen wurden so – entsprechend einer von den Dinariden und den asiatischen Randbögen her auf die Südalpen übertragenen Auffassung von der Zweiseitigkeit der Kettengebirge – die theoretisch geforderten, aber wie wir sehen werden nur einen Bruchteil des südalpinen Baues beherrschenden und in weit bescheidenerem Masse nach Süden, in der Richtung auf die Po-Ebene vorgestossenen

Scholleneinheiten der Südalpen als im Grunde eben fremde, d. h. „dinarische“ Elemente in voller Schärfe gegenübergestellt.

Trotzdem es nie ganz an Stimmen fehlte, die diese Auffassung der Dinge als viel zu dogmatisch betrachteten und im Anschluss an die althergebrachte Auffassung vom Gesamtbau der Alpen den Charakter der Südalpen auch weiterhin als den einer einfachen südlichen Nebenzone der Gesamtalpen betonten – es sei hier nur an AMPFERER und HAMMER, GIORGIO DAL PIAZ oder ALBRECHT SPITZ und ALBERT HEIM oder HANS SCHARDT erinnert – wurde die Dinariden-Natur der Südalpen, vor allem unter dem Einfluss von SUESS, KOBER, TERMIER, STILLE u. a. immer stärker hervorgehoben, bis es schliesslich in diesem „dinarischen“ Begleitgebirge sogar zur Konstruktion eigentlicher Decken im dinarischen Sinne kam – die allerdings, wenigstens bis an den Tagliamento heran, nie ernst genommen werden konnten –, und KOBER endlich sogar in den westlichen Südalpen noch, bis hinüber an den Langensee, die Ausläufer der venezianischen Randzone, d. h. der adriatischen und istrischen Aussenzone der eigentlichen Dinariden sah. Weitere irrtümliche Übertragung der südalpinen Tektonik auf den Gesamt-Apennin und die nordafrikanischen Ketten, bis hinüber zum Hohen Atlas, brachten KOBER schliesslich zur Auffassung eines allgemein und über weite Räume hin tatsächlich verwirklichten, zweiseitigen, d. h. sowohl gegen Mitteleuropa als auch gegen Afrika als gegen zwei verschiedene Vorländer hin in gleichem Ausmass bewegten alpinen Gesamt-Orogen.

Demgegenüber sah TERMIER schon in den ersten Jahren der jungen Deckenlehre, d. h. schon 1903 und 1904, in diesen „südalpinen Dinariden“ im Grunde genommen einfach das oberste, eben primär südlichste, tektonische Element der eigentlichen Alpen, das als gewaltiger „*traîneau écraseur*“ in durchaus souveräner Weise die Decken der zentralen und nördlichen Alpen vor sich her getrieben und wenigstens zum Teil auch unter sich begraben haben sollte. TERMIER sah den Nordmarsch und die Aufeinanderstapelung der grossen alpinen Decken nur als möglich an unter der Mitwirkung dieses grossartigen dinarischen „*traînau écraseur*“. Den Beweis für diese seiner Zeit kühn und weit vorauselende Auffassung blieb TERMIER allerdings schuldig, aber das war angesichts der spärlichen Kenntnisse jener Zeit ganz unvermeidlich, wenn auch TERMIER bereits die durchaus komplexe Natur der grossen ostalpinen Decken der Zentralzone deutlich erkannt hatte. Den wirklichen Zusammenhang zwischen Alpen und Dinariden jedoch kannte auch TERMIER noch nicht.

Den damit immer noch fälligen tatsächlichen und wirklichen Beweis des effektiven Zutreffens der TERMIERschen Anschauung eines gewaltigen „dinarischen *traînau écraseur*“ brachte mir 1915 die erstmals etwas vollständiger durchgeföhrte Analyse der südöstlichen Schweizer Alpen, mit der Verfolgung der Kristallin-Wurzel der höchsten ostalpinen Decke Bündens, d. h. der Silvretta, in die Catena Orobica und das insubrische Seengebirge, die Zone des Monte Ceneri vor allem; in eine Einheit somit, die aber weiterhin auch, und dies schien mir schon damals der springende Punkt, schlechthin untrennbar mit der Kristallin-Basis der luganesischen Südalpen verknüpft erschien. Da schienen nun wirklich und effektiv die obersten sicher noch alpinen Elemente des Gebirges in Form der oberostalpinen Kristallin-Wurzel und die nördlichsten kristallinen Basisteile der Südalpen unlösbar miteinander verbunden; die nördlichen „Dinariden“ erschienen damit als ein einfaches südliches Anhängsel der hintersten Teile der oberostalpinen Decke, oder die oberostalpine Decke erwies sich als nichts anderes als ein direkter nördlicher Ausläufer oder mächtiger Vorposten der südalpinen Dinariden. Dass des ferneren, gemäss dem ganzen Deckenbau der Rätischen Alpen, ein für dessen Ent-

stehung unerlässlicher und beträchtlicher Vorstoß der Dinaridenscholle gegen Norden, somit gar nicht im Sinne KOBERS und SUESS', stattgefunden haben musste, ergab sich sofort als weitere Konsequenz und wurde auch deshalb zur selben Zeit schon deutlich ausgesprochen. Auch wurde schon damals, in Anlehnung an HEIM und SCHMIDT, wenigstens der Bau der schweizerischen Südalpen als durchaus mit Süd-Nordschub erklärbar betrachtet, und im übrigen gleichfalls schon die in den südlicheren Randzonen der Südalpen vielfach so augenfälligen und seit alter Zeit schon bekannten, aber in ihrer Bedeutung ganz übermäßig betonten kurzen Überschiebungen und Überfaltungen gegen die Po-Ebene hin – vom Tagliamento und den Domen Veneziens bis hinüber an den Garda- und Iseosee, an den Resegone, in die Alta Brianza und schliesslich das Mendrisiotto – als blosse mechanisch durchaus verständliche an sich aber durchaus sekundäre Folgen des natürlichen Ausweichens der südalpinen Schollen gegen den freien Raum der gemeinsam mit der Adria niedersinkenden Po-Ebene hin gedeutet und gegenüber den eigentlichen alpinen Bewegungen als relativ einfache „Rückfalten“ erklärt. Auf diese Dinge hat auch ARGAND in seiner Synthese des Westalpen-Bogens sofort Bezug genommen und dieselben seit damals stets weiter vertreten. Wir werden aber weiterhin auf diese Dinge zurückzukommen haben (s. p. 260, 265, 270, 276, 309, 329, 337, 364, 381).

Vor allem Studien HENNYS über das sogenannte „Canavese“ und dessen östliche Fortsetzung suchten zunächst den Charakter der Catena Orobica, d. h. der östlichen Fortsetzung des Seengebirges, als Decken-Wurzel zu erschüttern und dieselbe als ganz zum dinarischen Kristallin-Sockel gehörig hinzustellen. Gemäss einer durchaus irrtümlichen Auffassung des tessinischen und piemontesischen Wurzelbaues, nach welcher das Canavese der piemontesischen Alpen direkt mit dem Trias-Zug des Passo San Jorio und den Veltliner Trias-Zügen verbunden sein sollte, wurde zu diesem dinarischen Unterbau schliesslich sogar noch die ganze Ivreazone gerechnet. Dieselbe sollte nunmehr, zusammen mit dem Seengebirge des Ceneri-Gebietes und der Catena Orobica, den komplexen Kristallin-Kern eines grossartigen Gewölbes, der sogenannten „insubrischen Antiklinale“ HENNYS bilden und damit samt den eben genannten Elementen als alpine Wurzel für immer ausfallen. Eine These, der sich, im Gegensatz zu ARGAND, in der Folge auch LUGEON angeschlossen hat.

Auf Grund der sorgfältigen Aufnahmen PORROS sowie eigener Begehungen konnte jedoch bereits 1920 deutlich nachgewiesen werden, dass die Antiklinale, von der aus HENNY den geschlossenen Gewölbecharakter der ganzen Catena Orobica und weiterhin des gesamten Seengebirges und sogar der Ivrea-Zone abzuleiten beliebte, von der oberen Val Camonica, genauer der Val Paisco, gegen Westen in durchaus sicherem Zusammenhang mit den schon STUDER und ESCHER bekannten, tatsächlich geschlossenen Verrucano-, Porphy- und Kristallin-Aufbrüchen der hinteren Bergamasker Täler und schliesslich der Valsässina steht, und somit das, was HENNY etwas voreilig die „insubrische“ Antiklinale genannt hat, effektiv weit südlich des Kristallin-Gebirges der Catena Orobica, des Seengebirges und der Ivrea-Zone als ein in erster Linie deutlich bergamaskisches, also rein südalpines Gewölbe-Element gegen Westen zieht.

Die Wurzelnatur der genannten Gebiete blieb somit weiterhin unangetastet, auch wenn später die Leidener Geologenschule an Hand älterer Strukturen in der Catena Orobica und der – übrigens schon PORRO und mir, ja schon ESCHER und STUDER bekannten – Existenz von Sedimenten auf Teilen des orobischen Kristallins dieselbe erneut in Frage zu stellen versuchte. Im „Bau der Alpen“ kamen somit meine schon 1915 gewonnenen Anschauungen über die Wurzelnatur der

Kristallin-Gebiete der Catena Orobica, des Seengebirges und der Zone von Ivrea beinahe unverändert zum Ausdruck: in letzterer sah ich noch immer die grosse Wurzelzone der Grisoniden, in ersterem jene der oberostalpinen Schubmassen, d. h. der Silvretta-Decke im weiteren Sinne. Die südlich an das orobische Kristallin anschliessenden, oft beträchtlichen Perm/Trias-Mulden am Nordrand der geschlossenen bergamaskischen Antiklinalzone setzte ich dem Drau-Zug des alpinen Ostens gleich und sah dessen weitere westliche Fortsetzung auch noch in den isolierten Sedimentkeilen von Dongo resp. Musso, von Arosio und von Valdòmino-Luino, und schliesslich in den engen Trias/Liaszügen längs der Linie von Borgosesia. Südlich daran sollte sich die Fortsetzung der bergamaskischen Gewölbezone der Porphyraufbrüche, die in Valsassina noch deutlich sich dokumentiert, durchziehen, gleichfalls über Lugano und Luino bis an die Sesia. Was südlich der Linie Dongo/Musso–Arosio–Luino–Borgosesia lag, wurde im „Bau der Alpen“ ohne weiteres schon zu den eigentlichen „dinarischen Südalpen“ gerechnet, im besonderen das Kristallin von Lugano–Val Cuvia und der Sedimentzug der Salvatoremulde. Diese letztere erschien mit ihrem „flachgründigen“ Bau damals recht eigentlich als der nördlichste Vorposten und Ausleger der südlichen Kalkalpenplatte, und diese Zugehörigkeit der Salvatoremulde zu den dinarischen Kalkalpen ist auch bis heute von allen Seiten, mit einziger Ausnahme SCHWINNERS, stets als natürlich und durchaus selbstverständlich betrachtet worden.

Hier setzt nun zunächst die neuere Deutung ein. Denn eine ganze Reihe von Beobachtungen stellen heute durchaus sicher, dass diese Mulde des San Salvatore in gar keiner Weise nur den seichten flachgründigen Charakter hat, wie er bisher etwa aus den Profilen B. G. ESCHERS, HEIMS, FRAUENFELDERS, F. WEBERS und LEUPOLDS hervorgeht, sondern dass diese Salvatoremulde eine recht tiefgreifende und auch zwei ganz verschieden aufgebaute Gebirgszonen deutlich und scharf trennende Synklinale grössern Stiles ist. Es scheint übrigens, dass schon STUDER dieser Ansicht zugeneigt hat, ist er doch der einzige, der in seinem Profil durch den San Salvatore in seiner Geologie der Schweiz, p. 442, die Steilstrukturen im San Salvatore-Gipfelbau deutlich illustriert und einen flachen Muldenschluss an der Basis der Dolomite nicht ohne weiteres durchziehen lässt.

Ein weiterer Punkt in diesem so vielfach merkwürdig erscheinenden Gebiete von Lugano, der bisher nie recht abgeklärt erschien, war die seit v. BISTRAMS Untersuchungen berühmt gewordene Luganeser Hauptverwerfung, an welcher das östlich angeschlossene Liasgebiet des Monte Generoso bis zu 1000 m und mehr durch einen echten Bruch gegenüber dem Porphyrgebiet versenkt sein sollte; des weiteren der Gegensatz, der zwischen der so auffallenden Salvatore-Scholle im Süden von Lugano und dem wesentlich anders gebauten Trias/Liasgebiet zwischen den Denti della Vecchia und dem Monte Brè im Osten dieser Stadt in so offenkundiger Weise besteht. DOEGLAS und DE SITTER haben ihrerseits gleichfalls schon das Unbefriedigende einer grossen Luganeser-Verwerfung gespürt und eine andere Lösung gesucht: mit Überschiebungen von Norden gegen Süden, längs welchen die Generoso-Scholle in durchaus dinarischem Sinne aus der Gegend von Lugano über die basale Zone des Salvatore, der Porphyrmasse und des Monte San Giorgio hinweggestossen worden wäre. Die Malm-Kreidefalten von Mendrisio erschienen in dieser Konzeption als regelrechte Stauungen an der Stirn einer in „dinarischem“ Sinne gegen Süden vorgeschobenen, deutlich mehrteiligen Generoso-Scholle. Aber auch diese neuversuchte Kombination vermochte aus manchen Gründen nicht recht zu befriedigen, besonders im Zusammenhang mit dem Triasgebirge der Val Solda, und so stellte sich das Problem einer wirklichen Lösung der südalpinen Tektonik der Luganeser Alpen immer dringender.

Als vor nunmehr 25 Jahren der „Bau der Alpen“ erschien, lagen neuere Aufnahmen der westlichen Südalpen nur im knappen Gebiete von Lugano–Mendrisio vor, die vor allem von FRAUENFELDER und B. G. ESCHER bestritten worden waren. Seither ist das ganze Gebiet, vom Langensee und der Sesia bis über die Grigna hinaus, ja sogar noch bis in die orobischen und die bergamaskischen Berge hinein, zu einem guten Teil, wenn auch qualitativ recht heterogen, neu aufgenommen worden, und sind vor allem auch die Kartenblätter Varallo, Varese, Como und Chiavenna der geologischen Karte Italiens erschienen. Daneben entstanden eine Reihe von lokalen, aber wichtigen Arbeiten, vor allem der Basler und der Leidener Geologenschule, so die Dissertationen von SENN, von LEUZINGER, VAN HOUTEN, DOEGLAS, DE SITTER, TRÜMPY, des weiteren Arbeiten von CORNELIUS und REPOSSI, im Osten des Comersees die Arbeiten der Leidener Schule in den nördlichen Bergamasker Alpen und jene von DESIO im Gebiet des Resegone. Alle diese Bemühungen brachten eine Unmenge neuer Tatsachen ans Tageslicht. Was aber bisher leider fehlte, das war das Bedürfnis nach einem wirklichen Verstehen des Zusammenhangs des Ganzen, und gerade dieser Zusammenhang ist endlich dringend etwas mehr abzuklären. Das soll im folgenden geschehen, damit daraus auch weitere Schlüsse über grössere Probleme im weiteren Bereich der Südalpen und sogar auch solche von gesamtalpiner Natur gezogen werden können.

Zunächst sei versucht, den Gesamtbau der westlichen Südalpen, im besonderen zwischen Comer- und Langensee, an Hand der zahlreichen neueren Untersuchungen, aber auch vieler eigener Beobachtungen aus älterer und neuerer Zeit näher zu analysieren.

## **2. Die Bauelemente der westlichen Südalpen und ihrer Grenzgebiete in der alpinen Wurzelzone.**

Die fundamentale und tiefgreifende Störungslinie, die von Val di Sole über den Tonale, die oberste Val Camonica, den Monte Padro und die Veltliner Trias-Züge zum Sass Pell bei Gravedona und weiterhin über den Passo San Jorio und die Trias von Carena in Val Morobbia bis an die Magadino-Ebene zieht, trennt mit souveräner Gebärde die *Wurzelzone der westlichen Ostalpen* in zwei verschiedene *Grundeinheiten* erster Ordnung auf: die Wurzel der *grisoniden* Elemente der Bernina- und der Campo-Decke in der Brusio- und Tresero/Tonale-Zone im Norden, die Wurzel der *tiroliden* Schubmassen, d. h. jene der Silvretta-Decke im weiteren Sinne, im Süden, d. h. im *orobischen* und *insubrischen Kristallin*.

Diese These, die ich seit meinen ersten Studien in den Rätischen Alpen vertreten habe, ist in den letzten Jahren, trotzdem sie in einer neueren Arbeit, den „geologischen Problemen zwischen Engadin und Ortler“, mit einer grossen Menge tektonischer und stratigraphischer Argumente abermals bekräftigt werden konnte, in solcher Schärfe bekämpft und schliesslich völlig abgelehnt worden, dass es zur weiteren Klarstellung unbedingt notwendig erscheint, auf diese Dinge gerade hier noch einmal zurückzukommen. Und dies um so mehr, als der ganze Fragenkomplex, samt meiner Aufgliederung der ostalpinen Decken überhaupt, dank einer „erschöpfenden“ Rethorik von GIAMBATTISTA DAL PIAZ vor dem Gremium der Società geologica Italiana „una volta per sempre“ bereits erledigt schien, wobei der eben genannte Autor leider vielfach ganz bewusst offene Türen einzurennen für nötig befunden hat. So weit sind wir aber keineswegs, dass, wie G.B. DAL PIAZ sehr selbstbewusst verkündet, in den Rätischen Alpen eine mittelostalpine Einheit überhaupt in gar keiner Weise existierte, und dass vor allem die Campo-Decke als die kristalline Basis der Ortler-Zone nichts anderes sei als der südliche Teil der Sil-

vretta-Decke, womit diese selber naturgemäss nun, wie vielfach gewünscht, im Gebiet nördlich der Jorio/Tonale-Linie einzuwurzeln wäre.

Das möchte wohl bequem und manchem angenehm sein, der vorzieht, einer Linie des geringsten Widerstandes zu folgen, statt den beschwerlichen Weg durch die Wirrnis der Rätischen Alpen bis zu den letzten Konsequenzen zu Ende zu gehen. In Tat und Wahrheit existiert aber in Bünden, wenn auch ohne den Segen von Gb. DAL PIAZ, eine *mittelostalpine Deckengruppe* in grosser Ausdehnung und Mächtigkeit, und zwar mit solch komplexem Bau, dass an einem Fortstreichen dieses imposanten Elementes in die Berglandschaften südlich der oberen Etsch und auch in die Hohen Tauern hinein nicht gezweifelt werden kann. Es ist natürlich im Rahmen dieser Arbeit ausgeschlossen, im übrigen aber auch nicht nötig, auf alle die von Gb. DAL PIAZ ins Feld geführten Punkte näher einzutreten; dafür existieren in Graubünden geologische Karten, die mit ihrer reichen Darstellung zur Genüge orientieren können, wenn man sie gebrauchen will, und eine Reihe sehr einlässlicher Publikationen über den Gegenstand. Nur in aller Kürze sei deshalb hier auf einige wenige Hauptpunkte hingewiesen, die es *unmöglich machen*, in der *mittelostalpinen Deckengruppe Graubündens*, mit Ausnahme der von mir bereits vor vielen Jahren zum Oberostalpin gestellten Einheit der Scarl-Decke, südliche Teile der *Silvretta-Hauptdecke* und damit *oberostalpine* Elemente zu sehen.

Wohl bildet, wie ich selber bereits 1917 dargelegt habe, das *Kristallin der Campo-Decke* mit jenem der Silvretta und des Ötztals eine gegen aussen recht geschlossene petrographische Provinz kristalliner Schiefer, die von jeher schon in deutlichen Gegensatz zur grossen Eruptivprovinz der unterostalpinen Err/Bernina-Elemente gestellt worden ist. Im einzelnen aber sind die Unterschiede sehr beträchtlich, man braucht hierfür nur den Kristallingehalt der Silvretta-Masse mit der kristallinen Basis der Ortler-Zone im eigentlichen Campo-Kristallin etwas genauer zu vergleichen. Amphibolit-Reichtum am einen Ort, ausgesprochene Amphibolit-Armut am anderen; Intrusivstücke von immer noch Bernina-Typen in der Campo-Decke, bis hinüber ins Vintschgau, Fehlen jeglicher Spuren derselben in der Silvretta-Masse, die doch nach der Gegenthese gerade das Übergangsgebiet zwischen Campo- und Bernina-Einheit sein müsste. Dass diese Campo-Decke des weiteren durch eine verkehrte Serie mit den oberen Elementen des Sassalbo-Zuges und damit indirekt natürlich auch mit dessen Berninadecken-Basis näher verknüpft ist, sei nur nebenbei hier bemerkt.

Dann schliesst das *Perm der Campo-Decke* in gar keinem Fall an jenes der bergamaskischen Zone an, wie es dies schliesslich tun müsste, wenn die Campo-Decke als südlicher Teil der Silvretta längs der Veltliner-Linie direkt an die orobischen Elemente anschliessen würde. Hingegen lässt sich das *orobische Perm* in vielen Belangen ganz ausgezeichnet und bis in Details hinein mit jenem der *Silvretta* vergleichen, und zwar von der Sandhubelkette südlich Arosa über die Ducanmulde bis hinein in die Basis des Jaggl auf der Malser-Heide. Ein Zusammenhang, der schlecht verständlich wird bei der Annahme einer „Silvretta“-Natur der Campo-Decke, wenn auch im sicheren Rücken der Ötzmasse, d. h. in der Tribulaun-Gruppe, gewisse im übrigen nie abgestrittene, sondern sogar bereits im „Bau der Alpen“ noch besonders hervorgehobene Anklänge an Ortler-Verhältnisse, auch in der Trias sich ganz deutlich kund tun. Man könnte wohl, nur allein auf die faziellen Analogien zwischen Ortler und Tribulaun und den südlichen Ötztaler-Sediment-Zügen am Penserjoch gestützt, vielleicht, wie ich selbst vor zwölf Jahren dies schon diskutiert habe, theoretisch daran denken, die Ortler-Zone und, wenn man mit derselben will, auch die Trias-Serien der Umbrail-Quatervals-Decke als von Süden her in ein allgemeines oberostalpines Grundkristallin eingeklemmte Mulden aufzufassen und

damit als wirklich oberostalpine Elemente mit dinarischer Schubrichtung zu deuten. Aber dieser Auffassung *widerspricht* einmal der deutlich eben *nicht gegen Süden*, sondern *gegen Norden oder Nordwesten vorgetriebene* Falten- und Schuppenbau dieser Gebiete, und wenn man mit Kunstgriffen auch dies nicht anerkennen will, die durch diese Auffassung erwirkte, absolut sinnlose *Zerstückelung der ostalpinen Gesamt-Faziesräume*. Darauf ist bereits vor Jahren hingewiesen worden, so dass Details hier nicht mehr aufgeführt zu werden brauchen. Was jedoch weiter für die tatsächliche Existenz einer ausgedehnten und mächtigen mittelostalpinen Deckengruppe ins Feld geführt werden kann, ist der ganze Bau der bündnerischen Ostalpen, von Arosa und Davos über das Engadin bis ins Veltlin und an den Ortler heran.

Wie wäre es, wenn *wirklich* die ganze Campo/Ortler-Deckengruppe samt der Quatervals-Decke nur *eine südliche Dependenz*, allerdings eine recht bedeutende, der *Silvretta* darstellen würde? Nehmen wir dies einmal theoretisch an und prüfen wir daraufhin das tatsächlich vorliegende wirkliche tektonische Bild samt den faziellen Zusammenhängen.

Zunächst ist daran zu erinnern, dass der in Frage stehende Raum zwischen dem Nordrand der *Silvretta*-Decke, dem Engadin und dem Veltlin *gerade in Bünden*, bis in das oberste Vintschgau und über den Ortler hinaus, durch zweifelose Sedimentzüge und sogar ganze Sediment-Komplexe über grosse Areale hinweg *in hervorragender Art gegliedert* erscheint. Wie soll man demgegenüber gerade vom Vintschgau aus, wo solche auftrennende Sedimentzüge weitgehend *fehlen*, eine neue Aufgliederung der austriiden Deckenmassen betreiben wollen, in der Hoffnung, damit die eben in Tat und Wahrheit wirklich vorhandene tektonische Aufgliederung des austriiden Bündens überhaupt abzustreiten? Bei uns spricht man in solchen Fällen vom verkehrt aufgezäumten Gaul. Wir wollen aber trotzdem riskieren, eine kurze Strecke Weges auf demselben zu reiten.

Gesetzt der Fall, die mittelostalpinen Elemente wären wirklich nur südliche Bruchstücke der oberostalpinen Gesamtdecke der *Silvretta*, so ergäbe sich folgendes, wohl etwas eigenartige tektonische Bild:

Der ganze „südliche *Silvretta*-Raum“ unserer Campo-Einheit müsste sich, von Meran bis ins Oberhalbstein, unter die grosse nördliche Hauptmasse der *Silvretta*-Decke unterschoben haben. Im Vintschgau wären von diesen Phänomenen dank einer ländlichen Erosion nur mehr Quetschzonen zwischen Ötz-Masse einerseits, Ultentaler Alpen und kristalliner Ortler-Basis andererseits übriggeblieben; Quetschzonen, die gegen Westen auch nach Gb. DAL PIAZ in die Sedimentkeile und -massen der Ortlerzone, der Umbrail/Quatervals-Decke und der Scarl-Decke münden müssten. Von Osten nach Westen ist diese zwar sicher gewiss merkwürdige und im Hinblick auf Eindeutigkeit der Phänomene bedauerliche, aber eben tatsächlich sich vollziehende Veränderung des tektonischen Bildes ohne weiteres erlaubt; von Westen gegen Osten aber dürften diese Dinge scheinbar nicht geschehen. Sicher ist, dass solche Zusammenhänge aber *auf alle Fälle*, bei *beiden* Thesen, anzunehmen sind. Es würden dann nach der neuen These die Ortler- und Umbrail/Quatervals-Sedimente samt jenen der Scarl-Decke im Prinzip drei grosse, von Norden gegen Süden bewegte Mulden innerhalb verschiedener südwärts getriebener Keile der oberostalpinen Kristallin-Kernmasse darstellen; das jeweils nördlicher gelegene Kristallin überschöbe dabei das nächstsüdliche, oder die südlichen Elemente wären samt und sonders unter die nördlichen unterschoben worden. Ötztal-, Sesvenna-, Braulio- und Veltliner-Kristallin erschienen damit nur als aufgebrochene grössere und kleinere Separatscherben derselben grossen oberostalpinen Kerneinheit.

Vom Südrand der Ötzmasse im Vintschgau bis an den Inn heran vermöchte ein Kartenbild, in welchem die verschiedenen Unterzonen des Gebirges zu grösseren Einheiten zusammengefasst sind, diese Auffassung zwar noch zu stützen; aber daneben spricht der ganze *Innenbau* der fraglichen Regionen ganz eindeutig *gegen* diese These. Denn der ganze Faltenbau dieser Sedimentplatten zeugt klar auch hier von einem Schub aus Süd und Südost gegen das allgemeine alpine Vorland der nördlichen Molasse hin. Nordbewegung an der Zebrù-Linie und in der ganzen Ortler-Gruppe, Nordstoss der Umbrail/Quatervals-Elemente in die südliche Scarl-Decke, Aufrollung des scarliden Baues von Süden her durch die Front der Quatervals-Einheit, der ganze durchwegs nordost-streichende und gegen Nordwesten gerichtete, in dieser Richtung vorgetriebene Falten- und Überschiebungsbau der Engadiner-Dolomiten, das alles sind Dinge, die bei der Annahme eines gegen Norden und gegen Süden ungehörig erweiterten Öztalfächers einfach unverständlich bleiben müssten. Man wollte denn einen primär überall nordwärts getriebenen Faltenbau im Hangenden des ober/mittelostalpinen Kristallinkerns annehmen, der nur nachträglich weiterhin durch steile Brüche, wie wir solche etwa aus dem Raum der Dolomiten noch näher kennenlernen werden, in die verschiedenen, heute im Gebirge effektiv vorliegenden tektonischen Untereinheiten zerlegt worden wäre. Angesichts einer derart sekundären und solchermassen nur geringfügigen Verstellung der einzelnen „ober/mittelostalpinen“ Schollen gegeneinander erschienen aber einerseits die *effektiv beobachtbaren faziellen Gegensätze* zwischen Jaggl, Engadiner-Dolomiten, Quatervals- und Ortler-Zone viel zu gross und müsste diese Verstellung an steilen Brüchen erst noch nachträglich abermals von Südnord-Stössen gefolgt worden sein, an der Zebrù-Linie, an der Braulio-Linie und im Quatervals/Scarl-Decken-Grenzgebiet. Dass aber *nicht nur steile Brüche* vorliegen, die dieses ganze grosse Gebiet zerhacken, Brüche vom Stil wie seinerzeit etwa HAMMER sie angenommen hat, ist durch eine Unmenge von Tatsachen belegt, und die *einzelnen Schollen überschieben sich* sichtbar noch reichlich stark. Es sei nur an die Lage des Braulio-Kristallins über der Ortler-Zone und in der Schumbraida/Umbrail-Kette erinnert, oder an die Auflagerung der seit bald 100 Jahren berühmten Klippen des Chazforà/Piz da Rims-Kammes, oder an den Bau des Piz d'Esen. Alle diese Dinge aber lassen sich, *zusammen mit den faziellen Belangen*, auch heute immer noch weit besser mit einer *Aufteilung in ober- und mittelostalpine Elemente*, d. h. im Sinne der von mir verteidigten These verstehen.

Das Engadin zeigt aber in dieser Richtung noch bedeutend mehr. Nehmen wir an, der Gneissfuss der Engadiner-Dolomiten im sogenannten oberen Schulser-Zug sei wirklich nicht die Basis einer tieferen, *unter* der Silvretta gelegenen Scarl-Decke, sondern das Silvretta-Kristallin selber, so würde die „Oberkante“ des Silvretta-Kristallins im Unterengadin, gemäss ihrem „Wiedererscheinen“ in Val d'Uina und Scarl, recht flach südwärts unter das Dolomitgebirge einfallen, um sich dann aber schon fast unmittelbar südwestlich Tarasp an der Stragliavita-Linie quasi senkrecht zu stellen und schliesslich, von Cinuskel an westwärts bis Bergün, sogar flach südwärts über das Sedimentgebirge an seinem Südwestrand aufzusteigen. Ganz abgesehen davon, dass weiterhin Elemente der Aela-Decke über das Albulatal hinweg nordwärts sogar die Basis der Silvretta-Decke im Plessurgebirge und um Davos herum erreichen, die Silvretta also hier zum mindesten *an ihrem Westende* mit aller Deutlichkeit auf tieferen, und zwar mit Sicherheit *mittelostalpinen Elementen schwimmt*. Oder will man vielleicht den Scanfser-Lias vom Fraele-Zug der Val Trupchum abtrennen und samt dem ganzen Aela etwa in die Bernina-Decke hinabstellen, das Tinzenhorn und den Aela somit etwa dem Mezzaun oder dem Piz Alv gleichsetzen und damit den ganzen klaren faziellen Zusammen-

hang mit dem Ortler zerreissen? Nur deswegen, weil im unteren Vintschgau keine deutliche, durch Triaszüge markierte Grenze der Ötz-Masse gegen Süden zu erkennen ist? Das Campo-Kristallin der Livigno-Täler müsste dann über die Languard-Masse direkt mit dem Silvretta-Kristallin der Kesch-Gruppe verbunden werden, wie seinerzeit SCHARDT dies dargestellt hat; aber wo diese Verbindung wirklich sichtbar sein müsste, d. h. zwischen Val Casanna und Cinuskel, da fehlt sie ganz oder könnte nur in äusserst dünnen Streifen, linsenförmig auseinandergesogen, erkannt werden. Und wollte man, gleichgültig mit welcher Deutung der Aela-Decke, die „oberostalpine“ Natur der Campo-Decke als wirklich existent betrachten, so ergäbe sich ein abermals recht unwahrscheinliches Bild der grossen Kernelemente dieser supponierten Einheit. Die oberostalpine Kernmasse zerfiele dann in zwei voneinander tief getrennte grosse Kristallinkörper: Das Silvretta/Ötz-Kristallin mit dem Sonderelement der Sesvenna-Masse im Norden, das Campo/Veltliner-Kristallin im Süden. Diese beiden grossen Kristallinblöcke blieben auf jeden Fall von-einander getrennt durch das komplex gebaute Sediment-Areal der Engadiner-Dolomiten, der Quatervals- und der Ortler-Zone samt der ganzen Aela-Decke, und die basale „oberostalpine“ Schubfläche würde einen alten in sich weiter komplexbauten Muldenboden zwischen Campo- und Silvretta-Kristallin derart durchscheren und zerschneiden, dass nur mehr kümmерliche Reste desselben noch erhalten geblieben wären, ja die basale Schubfläche den alten primären „Silvretta-Muldenbau“ überhaupt mitten entzweischneiden würde. Und dazu käme erst noch die endgültige Abtrennung der so ausgesprochen scharf südalpine Züge aufweisenden DUCAN-Trias von der südalpinen Zone, die samt ihrem Perm auch heute noch, gerade nach erfolgter Neudurchforschung der Bergamasker Alpen, die grössten Anklänge an die DUCAN-Fazies zeigt. Da endlich zum mindesten bei Bergün und westlich davon die Silvretta-Masse nach der „Eliminierung der Campo-Decke“ recht flach um beträchtliche Beträge von mindestens 3 km Überschiebungsbreite, nach den Gegebenheiten im Albatal aber sogar rund 10 km nach Süden zurückgestossen erscheinen müsste, so wären irgendwelche Rückwirkungen dieses „Nord-süd-Schubes“ auf die südlich anschliessende Aela-Decke ganz unweigerlich zu erwarten. Aber gerade der Bau der Bergüner-Stöcke zeigt, wie auch der Piz Uertsch, in prachtvoller Weise nur Nordbewegung ohne die geringste Südkomponente. Ganz abgesehen von einer durchaus anderen „silvrettafremden“ Facies.

Das Bild, das wir uns somit von einer „gross-oberostalpinen“ Campo/Silvretta-Einheit an Hand der gut dokumentierten Tatsachen im Raume Graubündens machen müssten, wird auf solche Art so voller Widersprüche, und zwar in tektonischer und in fazieller Beziehung, dass mir die alte These von der Existenz einer eigenen und in Graubünden grossartig entwickelten mittelostalpinen Deckengruppe weit einfacher und natürlicher erscheint, und mich dünkt, es sollten weit eher alle diese klar zutage liegenden Tatsachen Bündens für eine regionale Beurteilung massgebend sein, als das Fehlen oder vielleicht bisher auch nur scheinbare Nichtvorhandensein der postulierten Trennungen zwischen Ötz- und Campo-Kristallin im Vintschgau. Es scheint mir jedenfalls unangebracht, eine tektonische Zusammengehörigkeit von Ötz- und Campo-Kristallin anzunehmen, nur weil trennende Sedimentzüge im Vintschgau bisher noch nicht gefunden worden sind. Oder glaubt GB. DAL PIAZ allen Ernstes, das ganze fragliche Gebiet bis auf die kleinsten Areale wirklich so zu kennen, dass er tatsächlich behaupten kann: Es gibt keine Trennung? Erinnern wir uns doch an die fast nur durch Zufall gefundene, kaum 1 m mächtige Triaslinse von St. Pankraz im Ultental, oder an die wurzelwärtigen Enden des Alv- oder des SASSALBO-Zuges, die man zur Gänze in einem einzigen Handstück einstecken kann, oder wiederum an das schliesslich völlige Auskeilen der mächtigen

Komplexe der mittelbündnerischen Platta-Decke in der Bernina-Gruppe und südlich des Canciano-Kammes, oder an die dünnen Linsen des Splügener-Zuges im Bergell, oder an die Fuge, in welche der Sedimentkeil des Zumpanell gegen Osten hin ausläuft, oder schliesslich an das tiefste Ende des Mont Dolin im Wallis zwischen den Kristallinmassen der Dent Blanche. Diese völligen oder fast völligen Ausscherungen existieren auf jeden Fall, sie sind heute an vielen Orten *grossartig dokumentiert*, und kein Mensch darf heute ruhigen Gewissens sagen, er sei wirklich sicher, dass zwischen zwei sogar petrographisch ordentlich verwandten Kern-Serien im alpinen Deckenland effektiv keine Trennung durch mesozoische Reste bestehe. Aus diesem Grunde ist meines Erachtens *vom Gebiete der sicher beobachtbaren Tatsachen* aus, d. h. von *Bünden* her, die von G.B. DAL PIAZ verfochtene These einer einfachen „*Nichtexistenz* der mittelostalpinen Deckengruppe“ in aller Schärfe *abzulehnen*. Diese mittelostalpine Einheit existiert, aber sie keilt vielleicht sowohl gegen Westen wie gegen Osten relativ rasch aus, und es wäre weit eher denkbar, in derselben nur eine besondere, gewissermassen lokale Komplikation des grisoniden Raumes – allerdings eine solche von grossartigem Ausmass – im Winkel zwischen dem bergamaskischen und dem judikarischen Vorstoss der Südralpen gegen den Raum neben dem Ostende der autochthonen Massive zu sehen, wie dies auch im „*Bau der Alpen*“, S. 236, schon vermutet worden ist. Auf jeden Fall aber liegen hier noch Probleme für viele Jahre vor, und es wird nun vor allem auch das genauere Studium der kristallinen Massen im Süden des Vintschgaus, das von ANDREATTA und seiner Schule in Angriff genommen worden ist, für deren Lösung einzusetzen sein.

Nach diesen leider infolge der auch nach ihrer ganzen Art ungerechtfertigten Angriffe von G.B. DAL PIAZ notwendig gewordenen Feststellungen über eine wirkliche Existenz der mittelostalpinen Einheiten im Gebiete der Rätischen Alpen, kehren wir zurück zur Jorio/Tonale-Linie, die damit abermals und immer noch als Trennungslinie zwischen grisoniden und tiroliden Wurzeln zu gelten hat. Bis zum Piano di Magadino ist diese grosse tektonische Scheide gesichert, von da gegen Westen aber ist die Diskussion seit Jahren abermals im vollen Fluss. Wo zieht die Jorio/Tonale-Linie weiter?, davon hängt die ganze Beurteilung der Zone von Ivrea und des dieselbe an ihrem Aussenrand begleitenden sogenannten Canavese-Zuges und der piemontesischen Wurzeln schlechthin ab. Wir werden in einem späteren Kapitel noch eingehender auf diese Dinge zurückkommen können, wenn wir durch die in den eigentlichen Südralpen zutage tretenden Phänomene besser dafür vorbereitet sein werden; es sollen aber hier doch bereits die verschiedenen Möglichkeiten einer Lösung kurz gestreift werden, auch wenn für die weitere Beurteilung des südalpinen Baues diese Dinge nicht von absolut grundlegender Bedeutung erscheinen.

Von Val Camonica bis nahe an den Tessin ist die Jorio/Tonale-Linie wie bekannt stets auf kürzere oder längere Strecken durch mesozoische Sedimentkeile garniert, die ihren Verlauf auf über 120 km Weglänge völlig sicherstellen. Diese Keile bilden die nördliche Begrenzung des orobischen Kristallins und des eigentlichen Seengebirges, der Ceneri-Zone. Westlich des Piano di Magadino aber schaltet sich vor dem Seengebirge die Zone von Ivrea ein und sind an der Nordwestfront des eigentlichen Seengebirges jenseits des Langensees, bis hinab in die piemontesische Ebene, trotzdem das Problem einer weiteren Fortsetzung der Jorio-Linie seit langem sich stellte, nie auch nur vage Spuren mesozoischer Keilreste oder auch nur mesozoische Linsen gefunden worden. Wohl sind Quetschzonen vorhanden und besteht eine gewisse Aufgliederung des west-insubrischen Kristallinblockes in verschiedene Zonen, jene von Ivrea und jene der Strona-Gneisse und ihrer Be-

gleiter, und könnten winzige Reste von Jorio-Trias bis heute immer noch der direkten Beobachtung etwa entgangen sein. Die italienischen Geologen aber haben seit jeher auf gewissen „stratigraphischen“ Übergängen zwischen Ivrea- und Strona-Kristallin bestanden, so dass im Grunde eine wirklich alpine Abtrennung der externer gelegenen Zone von Ivrea von der interneren der Strona-Gneisse bis heute recht problematisch erscheint. Entweder zielt somit der Jorio-Zug in eine feine und kaum sichtbar werdende Trennungsnaht zwischen Ivrea-Zone und Seengebirge der Strona-Zone und bedeutet die Ivrea-Zone die Fortsetzung der Tonale-Zone und damit die Wurzel der Campo-Decke und ist dieselbe hier im Westen auf das engste eben mit der oberostalpinen Kristallinwurzel verbunden, oder aber die Jorio-Linie zieht als eine rein tektonische Naht von der Val Morobbia, wie NOVARESE, ARGAND und CORNELIUS dies angenommen haben, in die Sedimentzüge am Nordrand der Ivrea-Zone, d. h. ins Centovalli und weiter in das Canavese.

Hier aber stossen wir erneut auf grosse Schwierigkeiten, die es *nicht* erlauben, die mesozoischen Keile der *Jorio/Tonale-Linie* so ohne weiteres oder überhaupt mit den Zügen des *Centovalli* und auch jenen des *Canavese* zu einer Einheit zusammenzufügen. Die Dinge sind weitgehend bekannt und die Gegensätze an dieser zusammengefassten *Jorio/Tonale-* und *Canavese-Linie* sind sehr beträchtlich.

Vom Tessin nach Osten sind an der *Jorio/Tonale-Linie* Sedimente vom Verrucano bis und mit dem Hauptdolomit, nach CORNELIUS sogar nur bis zum Wettersteinhorizont bekannt. Im eigentlichen *Canavese* reicht die Schichtreihe vom Verrucano in grosser Lückenhaftigkeit bis hinauf in die Radiolarite des obersten Malm, wahrscheinlich sogar bis in die Saluver-Kreide hinauf. Der Unterschied zwischen beiden Gebieten ist somit beträchtlich, auch wenn es sich an beiden Orten immer nur um nicht-metamorphe Sedimente ostalpiner Tracht handelt. Zwischen Losone und den Sesia-Tälern aber, ja sogar noch darüber hinaus, ist die Zusammensetzung der *Canavese*-Züge abermals eine andere. Nicht- oder nur schwach metamorphe Trias kommt allerdings auch hier vor, daneben aber auch ausgesprochen stark marmorisierte Triaszüge und dann vor allem sichere und unzweifelhafte Schistes lustrés von der Tracht der Kalkglimmerschiefer der penninischen Zone, Glanzschiefer, Prasinite und Serpentine. Hier liegen ohne jeden Zweifel nicht mehr ostalpine, sondern penninische Sedimente vom Charakter echter Bündnerschiefer und Ophiolithe am Aussenrand der Ivrea-Zone.

Die Dinge liegen somit auf jeden Fall hier recht kompliziert, und es wird weiterhin darüber zu diskutieren sein. Ist die Ivrea-Zone an den Südrand der Jorio-Linie anzuschliessen und damit als ein Sonderelement der Silvretta-Wurzel zu betrachten, das über die Magadino-Ebene hinweg ostwärts vollständig auskeilt? Oder als die Fortsetzung der Tonale-Zone und damit der innersten grisoniden Wurzel, die in diesem Falle eng mit der oberostalpinen Kristallin-Wurzelmasse des eigentlichen Seengebirges verbunden wäre, da eine Fortsetzung der Jorio-Linie im Süden der Ivrea-Zone nicht mit genügender Deutlichkeit zu finden ist? Bei der ersten Lösung käme zwar die altberühmte Diorit-Kinigit-Zone in durchaus willkommener Weise in nähere Beziehung zum amphibolitreichen Bau der Silvretta, dafür aber würde, zum mindesten vom unteren Centovalli bis in die nördlichen Sesia-Täler hinüber, d. h. von Losone weg über eine Strecke von mehr als 50 km, diese „Silvretta-Wurzel“ der Ivrea-Zone ganz direkt an das südlichste Penninikum angrenzen und eine Grisoniden-Wurzel überhaupt fehlen. Was angesichts grisonider Deckenmassen auch vor diesem Sektor, d. h. zwischen Mythen, Stanserhorn und Giswilerstöcken abermals recht sonderbar anmutet. Im Westen bildet die Sesia-Zone mit dem *Canavese* zusammen die sichere Grisoniden-Wurzel der Dent-Blanche-Masse, samt jener des höchsten Penninikums; im Osten erscheint in ana-

loger Stellung dazu in Val Malenco die Kristallinzone zwischen Torre Santa Maria und Sondrio als Wurzel der Bernina- und der Sella-Decke. Beide Elemente in gleicher Weise fast direkt südlich anschliessend an die grossen Ophiolith-Massen von Châtillon und von Malenco, die einander abermals in jeder Weise entsprechen. Im ganzen tessinischen Zentralsektor aber müsste diese grisonide Wurzel überhaupt fehlen, da sichere Schistes lustrés dort direkt an die Ivrea-Zone anstossen. Die Dinge werden somit in jedem Falle recht schwierig, und es wird diesen Problemen noch weiter nachzugehen sein. Wir werden in einem späteren Kapitel auf dieselben nochmals konkreter eintreten müssen, ich glaube aber, vorderhand genügend Tatsachen namhaft gemacht zu haben, um mit der Betrachtung der Südalpen selber beginnen zu können. Denn dies geht aus allem eben Dargelegten zur Genüge hervor, dass auf jeden Fall die Tonale/Jorio-Linie immer noch als tiefgreifende Scheide zwischen grisoniden und oberostalpinen Wurzeln aufzufassen ist und dass damit das südlich anschliessende Element des Seengebirges und der Catena Orobica auch heute noch als oberostalpine Wurzel zu gelten hat. Unsicher ist vorderhand nur die wirkliche Zugehörigkeit der Ivrea-Zone, die, wenn sie zum oberostalpinen Komplex gehören sollte, auf jeden Fall östlich der Magadino-Ebene nicht mehr erscheint. Wir wollen aber auf jeden Fall mit unserer Analyse der Südalpen als von einer sicheren Basis doch von der grossen Störungslinie zwischen Jorio und Tonale ausgehen und von hier aus die Gliederung der westlichen Südalpen betrachten. Dann erkennen wir zunächst zwischen Comer- und Langensee im Süden der Jorio-Linie folgende Grosselemente, die den ganzen Bau der westlichen Südalpen beherrschen oder doch eng mit demselben verbunden sind:

1. Die Kristallinmasse des eigentlichen Seengebirges, d. h. die Zone Camoghè-Monte Ceneri-Pizzo Tàmaro, als direkte westliche Fortsetzung des orobischen Wurzelkristallins der Silvretta-Decke.
2. Die alpin eingekielten Muldenzonen von Musso, Viona/Arosio und Cremenaga/Valdòmino.
3. Das Kristallingebirge um Lugano–Ponte Tresa–Val Cuvia.
4. Die Synkinalzone Monte San Salvatore–Ghirla–Laveno/Caravate.
5. Die Gewölbezone des „Luganeser Porphyraufbruches“ zwischen Arogno–Morcote–Val Ganna–Brinzio/Cabiaglio.
6. Deren Südschenkel in der Sedimentplatte des Monte San Giorgio–Campo dei Fiori.
7. Die Kalkalpen der Val Solda und Val Cavargna.
8. Die Elemente des Monte Generoso und der Breggiaschlucht.
9. Die südalpine Molasse und das lombardische Pliozän.

In erster Linie massgebend für eine neue Deutung der Luganeser Alpen und damit der westlichen Südalpen überhaupt ist neben einem engeren Zusammenhang des Kristallingebirges der Zonen 1 und 3 im besonderen das nähere Verhältnis zwischen der Salvatore-Mulde und dem zentralen Porphyraufbruch; daneben die Stellung der Generoso- und Val Solda-Elemente zu den übrigen Fragmenten des luganesischen Baues, im besonderen zum Salvatore-Zug und der Platte des San Giorgio.

### **3. Der nähere Zusammenhang der Kristallinmassen zwischen Lugano und der Jorio-Linie im insubrischen Seengebirge.**

An drei Orten werden die nördlichen Schiefermassen der Ceneri-Zone von den südlichen des eigentlichen Luganeser-Kristallins deutlich durch sicher postherzynische Sedimentmulden aufgetrennt: am Comersee durch den von REPOSSI und SPITZ als Hauptdolomit erkannten Muldenkeil der Trias von Musso; im Grat

zwischen nördlichem Malcantone und der Gegend von Manno–Gravesano durch den Perm/Servino-Keil von Viona südlich Arosio; zwischen Cremenaga wenig westlich Ponte Tresa und dem Langensee durch den Carbon/Perm-Triaszug von Cremenaga–Valdòmino–Bèdero, dessen jüngste Schichten sicher das Raibler-Niveau, nach DE SITTER sogar den Hauptdolomit noch erreichen. Die bekannten Carbonzüge von Manno und Cimadera sind wahrscheinlich Reste schon spätherzynischer Einfaltungen; auf jeden Fall steht deren alpine Natur noch nicht auf durchaus genügend gesicherter Basis, wenn auch gewisse Carbonkonglomerate des Zuges von Manno in auffallender Weise den berühmten, bereits postherzynischen Konglomeraten der klassischen Auernigg-Schichten, im übrigen ja auch dem Alter nach, zu entsprechen scheinen.

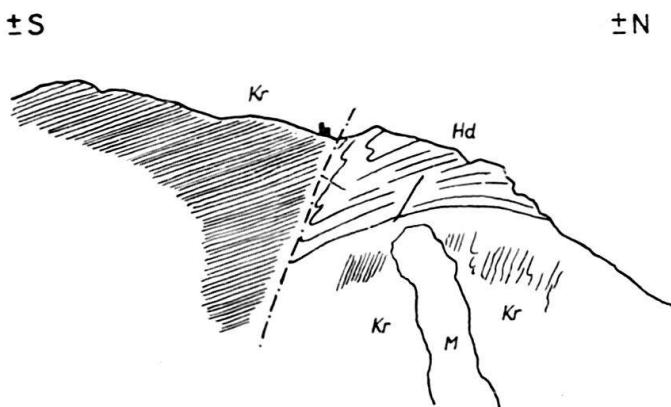


Fig. 1. Ansicht der Mulde von Musso, von Osten.

Kr = oberostalpines Wurzelkristallin,  
M = alte Marmore von Dongo,  
Hd = Hauptdolomit von Musso,

Die *Mulde von Musso* bildet eine klar gegen Norden überkippte spitze Mulde die deutlich diskordant mit relativ flacher Lagerung dem tieferen Kristallin, im besonderen auch den steilgestellten alten Marmoren von Dongo aufliegt, und die im Süden, abermals deutlich diskordant, durch einen steilen Längsbruch vom südlichen Kristallin getrennt erscheint. Eine relativ flache und nur mässig nach Süden einsinkende Platte triadischer Sedimente ist hier von Süden her, längs dem erwähnten Längsbruch, vom südlichen Kristallin der eigentlichen Kalkalpen-Basis schwach überschoben (Fig. 1).

Die Mulde von Musso ist also wohl ein spitzer, aber in keinem Falle tief ins Gebirge eingreifender Sedimentkeil; denn der Boden des flachen Nordschenkels und die Muldenspitze sind bereits in einiger Höhe über dem Comersee, worauf schon SPITZ, CORNELIUS und REPOSSI aufmerksam gemacht haben, deutlich sichtbar. An dieser Linie der Mulde von Musso ist weiter in aller Klarheit das südliche Kristallingebirge auf den Sedimentkeil von Süden gegen Norden steil aufgeschoben, durchaus im Sinne der alpinen Hauptbewegungen. Von Norden gegen Süden gerichtete Bewegungen dinarischen Sinnes sind somit hier in keinem Falle zu erkennen und definitiv in Abrede zu stellen.

Gegen Osten muss diese Mulde von Musso, deren Achse zwischen Musso und dem Sass Pell nördlich Gravedona nur rund 5 km vom Jorio-Zug entfernt liegt, irgendwie in die Nordabdachung der Legnone-Kette im Süden des unteren Veltlins hineinziehen, obschon bisher von dort eine Trias noch nie bekannt geworden ist.

Sicher jedoch wird der die Musso-Trias im Süden überschiebende Längsbruch auch im orobischen Kristallin südlich des unteren Veltlins weiter gesucht werden müssen. Vielleicht stellt auch die neuerdings von MAGNANI beschriebene Verrucano-„Mulde“ von Sazzo östlich Sondrio ein gewisses Analogon, wenn auch kaum eine ganz direkte östliche Fortsetzung des Zuges von Musso dar.

Gegen Westen endet die Trias von Musso gleichfalls in abrupter Weise, und es bleibt nur zu prüfen, wohin der erwähnte Längsbruch westwärts ziehen mag. Jedenfalls sind im Gebiete der Ceneri-Zone des Tessins, vom Camoghè nach Westen, verschiedentlich, wie schon Blatt Jorio zeigt, solche Bruch- und Gleitzonen im Altkristallin vorhanden, sicher sogar mehr als eine im Norden des Sedimentzuges von Arosio und des Carbons von Val Colla. Jenseits des Langensees mag unter Umständen die so auffällige Tiefenlinie des Lago d'Orta mit einem analogen Längsbruch zusammenhangen. Die Distanz derselben vom Aussenrand der Strona-Zone als der immer noch möglichen Fortsetzung der Jorio-Linie würde damit ausgezeichnet übereinstimmen, aber wichtige Tatsache bleibt, dass an dieser ganzen Linie zwischen dem Lago d'Orta und der Gegend von Sondrio ausser der auffallenden und von weither schon erkennbaren Triasmasse von Musso bisher doch nie eine Spur von Triasdolomiten oder auch nur von Verrucano bekannt geworden ist.

Es muss somit die Synkinalzone von Musso als eine rein sekundäre Mulde im Kristallin des Seengebirges betrachtet werden und die Kristallinzonen nördlich und südlich derselben gehören im Prinzip zu einer einzigen grossen Einheit, der orobischen Wurzelzone. Dieselbe reicht am Comersee von der Jorio-Linie bis an den Aussenrand der Kalkalpen der Val Solda, Cavargna und Sanagra, im Osten bis an den Nordfuss der Grigna heran.

Zum selben Resultat einer einzigen kristallinen Grossseinheit zwischen Jorio und Kalkalpenfront führt aber weiter auch das Studium der *Muldenzone von Viona/Arosio* im Tessin und deren vergebliche streichende Verfolgung über grössere Räume hinweg.

Wie weit das klassische Carbon von Manno gleichfalls noch zu dieser alpinen Synkinalzone im Luganeser-Kristallinbezirk zu zählen ist, bleibt vorderhand mangels genauerer Detailuntersuchungen noch dahingestellt. Die Möglichkeit, dass dem so ist, besteht angesichts der oben erwähnten Analogien mit den Auernigg-Schichten der Karnischen Alpen vielleicht, wenigstens für die jüngeren Teile. Sicher aber ist, dass der aus kaum fraglichem oberstem Carbon, Porphyriten und Quarzporphyren, daneben aber auch aus unzweifelhaftem Verrucano und Servino bestehende Synkinalzug von Viona/Arosio einen spitzen Muldenkeil darstellt, der mit mässigem bis mittelsteilem generellen Nordfallen an einem steil nordwärts einschüssenden Längsbruch vom südlichsten Randkristallin der Tàmaro-Kette diskordant scharf überschoben erscheint, dessen Basis jedoch mit mässig mittelsteilem Gefälle und dem ältesten, noch obercarbonischen Schichtglied der Manno/Auernigg-Konglomerate dem eigentlichen Luganeser-Kristallin diskordant und transgressiv, als ganzes aber in durchaus normaler Folge aufliegt (Fig. 2, S. 236).

Die Mulde von Viona ist somit deutlich „gegen Süden überkippt“, resp. vom nördlich anschliessenden Tàmaro-Kristallin steil überschoben. In dieser Beziehung erinnert die Mulde von Viona durchaus an die orobischen Perm-Trias-mulden, wo auch die jüngsten Glieder der orobischen Sedimentserie an ihrem Nordrand in steilen Längsbrüchen vom orobischen Kristallin überschoben erscheinen. Aus diesem Grunde auch habe ich schon im „Bau der Alpen“ die Muldenzone von Viona, die noch von KELTERBORN, ja sogar auch noch von F. WEBER als Füllung eines eigentlichen tektonischen Grabens betrachtet worden war, als eine westliche

Fortsetzung der orobischen Mulden und damit des Drau-Zuges des alpinen Ostens betrachtet.

Die Muldenzone von Viona/Arosio ist aber so wenig durchgehend wie jene von Musso. Gegen Osten scheint sie bereits im Südhang des Tobels westlich Gravesano zu enden, wenn nicht, wie erwähnt, vielleicht wenigstens der jüngere Teil des Carbonzuges von Manno als südlichere Muldenspitze noch dazugehört. Eine sichere weitere Fortsetzung aber, die über die Senke des Lago d'Origlio und die Gegend um Sala-Tesserete allgemein etwa gegen Val Colla weisen würde, ist bisher nicht bekannt. Denn das schon von C. SCHMIDT erwähnte fossilführende Carbon von Cimadera gehört bereits einem etwas südlicheren Zuge an und liegt recht nahe der Luganeser Kalkalpenfront. Dies und die Tatsache, dass weiter ostwärts fossilführendes Carbon, durchaus vom Charakter desjenigen von Manno und Cimadera,

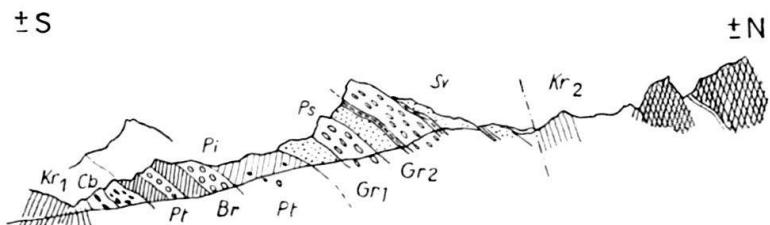


Fig. 2. Die „Mulde“ von Viona-Arosio, im Osten von Viona.

- $Kr_1$  = südliches Basiskristallin,
- $Cb$  = „apophryische“ Konglomerate - Breccien, Karbon,
- $Pi$  = Collio - Unterperm, mit Porphyritformation ( $Pt$ ), Breccien und Konglomeraten ( $Br$ ),
- $Ps$  = Grödener-Schichten, mit roten Glimmersandsteinen und Mergeln, Servino-ähnlich, an der Basis; ( $Gr_1$ ); rotem Konglomerat, rotem Sandstein und gelblich grauen Mergeln darüber, (Zechstein?) ( $Gr_2$ ),
- $Sv$  = Servino, mit Konglomerat, Sandsteinen und Mergeln,
- $Kr_2$  = Südrand des Tamaro-Kristallins, mit Mylonithorizonten.

nach den neueren Untersuchungen von MAGNANI sogar die eigentliche Basis der Kalkalpen zwischen Val Solda und dem Comersee bildet, weist neben dem Fehlen jeglicher Spuren von sicherem Verrucano und Servino in diesen östlichen Carbonmulden, der Val Sanagra im besonderen, eher darauf hin, dass es sich bei allen diesen Carbonzügen östlich von Manno, bis an den Comersee heran, doch wahrscheinlicher nur um herzynische Einfaltungen und nicht um wirkliche alpine Muldenreste handelt. Hingegen haben wir auf das Profil der Gaeta am Comersee später nochmals zurückzukommen.

Gegen Westen schwenken die südlichen Basis-Schichten der Mulde von Viona deutlich in der Richtung des obersten Malcantone gegen Südwesten ab und weisen so allgemein über die so auffallenden Sättel von Novaggio und die Gegend nördlich Bedigliora gegen das Ende des an der Tresa nun neu einsetzenden Sedimentzuges von Luino, d. h. gegen den Muldenkeil Cremenaga-Valdòmino-Bèdero-Fornace hin. Aber im ganzen Bereich des Malcantone sind bisher nur Scherflächen resp. steilstehende Längsbrüche im Kristallin gefunden worden, nie jedoch, bis nach Cremenaga hinüber, auch nur eine Andeutung der so klaren Verrucano/Servino-Serien von Viona/Arosio.

Wir wissen somit auf Grund direkter Beobachtung nichts Genaueres über die südwestliche Fortsetzung des Muldenkeils von Viona und dürfen daher vorderhand denselben auch nicht ohne weiteres in jenen von Luino verlängern. Da zudem der

innere Bau des Sedimentkeiles von Luino–Valdòmino auch recht wesentlich anders geartet ist als jener des Keiles von Viona, haben wir berechtigten Grund zu der Annahme, auch die Muldenzone von Viona/Arosio sei, wie jene von Musso, ein heute nur mehr lokales und bloss über kurze Erstreckung in Erscheinung tretendes, eher sekundäres Synklinalelement innerhalb des insubrischen Gesamtkristallins und dasselbe umfasse, als kristalliner Wurzelkern der oberostalpinen Decke, damit auch noch das kristalline Gebirge von Lugano, d. h. das ganze kristalline Land der luganesischen Collina d’Oro, von Tesserete und Sonvico bis an den Nordfuss des San Salvatore.

An der Tresa setzt westlich Cremenaga der geschlossene *Sedimentzug von Luino* ein, der nun über Valdòmino und Bèdero bis an den Langensee bei Fornace in grosser Klarheit erkennbar ist; auf etwas über 7 km Länge. Auch hier eine steil-stehende „Synklinale“ jüngerer Formationen inmitten des insubrischen Kristallins, aber abermals ist der innere Bau wieder ein wesentlich anderer als der des Keiles von Viona. Dort lagen die jüngsten Schichten der Synklinale in Form des Servino in den höchsten nördlichsten Teilen der Mulde und war der Kontakt mit dem südlichen Begleit-Kristallin ein normaler; hier aber liegen deutlich, südlich Valdòmino, bei Bèdero und bis an den Langensee selber immer die jüngsten Glieder des Lui-neser-Synkinalkeiles in Form von einwandfreien Triasdolomiten im Südteil des selben und ist der Kontakt mit dem südlichen Kristallin ein abnormaler, indem gerade dieses südliche Kristallin längs der ganzen Strecke an einer steilen Schubfläche, ohne jede Spur permischer oder untertriasischer Schichten, die jüngsten stark zerbrochenen Dolomite des Zuges, d. h. stellenweise sicher schon die Raibler-Schichten überfährt. Die Schichtfolge des Keiles von Luino reicht, wie die klaren Aufschlüsse am Langensee südlich Germignaga zeigen, aber auch die von Bèdero und Valdòmino, von einem konglomeratischen, an sich direkt nicht näher datierbaren, wegen seiner auffälligen Ähnlichkeit mit den Auernigg-Konglomeraten der Carnia aber sehr wahrscheinlich erscheinenden oberen Carbon, über Verrucano-Servino und Muschelkalk bis in das Ladin, am Langensee selber wohl bis in die Raibler-Schichten hinein; wobei stets die älteren Schichten am Nordrand, die jungen am Südrand des Keiles liegen. Der Kontakt mit dem nördlichen Kristallin von Luino selber ist ein durchaus normalstratigraphischer — das Carbon transgreidiert auf demselben mit groben Konglomeraten vom Auernigg-Typus --, den Kontakt gegen das südliche Kristallin von Val Cuvia jedoch bildet eine als Längsbruch erscheinende steilgestellte alpine Schubfläche (s. Profil 13, Tafel X).

Damit unterscheidet sich der Sedimentkeil von Luino nur zu deutlich von jenem von Arosio/Viona – von der Mulde von Musso, die ja auch viel weiter alpen-einwärts liegt, ohne weiteres –, so dass wir hier wohl einen dritten selbständigen Synkinalzug innerhalb des insubrischen Kristallins vor uns haben. Dessen ältere Schichtglieder, d. h. Obercarbon, Verrucano und Servino weisen dabei beträchtliche Verwandtschaft mit den entsprechenden Elementen des Zuges von Viona auf; doch fehlen hier, im Gegensatz zu Viona, auffallenderweise die eigentlichen roten Quarzporphyre und finden sich nur Porphyrite und deren Tuffe als Äquivalente der im Zuge von Viona sicher noch vorhandenen Quarzporphyre. Auffällig ist übrigens das Auftreten einer permischen Effusivserie sowohl im Zuge von Viona wie auch in jenem von Luino, während gerade am Nordrand der Salvatore-Mulde als dem natürlichen Verbindungsstück gegen das grosse Porphyrgebiet von Arogno-Carona–Val Ganna hin sicher die eigentlichen Quarzporphyre, ja zwischen Ponte Tresa und Lugano sogar jegliche Spuren permischer Eruptiva überhaupt fehlen. Das zeigen die Basis-Profilen des Monte Caslano, der Trias von Barbengo/Casòra und des San Salvatore in aller Deutlichkeit.

Gegen Westen streicht die Mulde von Luino schief südwestlich in den Langensee hinaus, und ihre sichere weitere Fortsetzung kennen wir nicht. Es ist aber wahrscheinlich, dass die Wettersteinfelsen der Rocca di Caldè irgendwie mit dem Luino-Keil zusammenhangen und dass derselbe auf solche Weise um das südwestwärts niedersinkende Kristallin von Val Cuvia sich mit den nördlichsten Elementen der Salvatore-Mulde im Gebiete des Monte Nudo im Norden von Laveno verbände. Das merkwürdige Westende des Val Cuvia-Kristallins in der Gegend östlich der Rocca di Caldè spricht irgendwie für eine solche Anschauung.

In einem solchen Falle wäre es somit prinzipiell sehr wohl denkbar, dass der Luino-Keil auch gegen Osten hin, etwa von Cremenaga längs dem Lauf der Tresa und über Ponte Tresa, den Nordrand der Zone des San Salvatore, d. h. etwa den Nordrand des Monte Caslano erreichen könnte, wie dies beispielsweise auch von DE SITTER angenommen wird. Aber sichere Beweise für eine solche Verbindung mit den Salvatore-Elementen des Luganese fehlen bis heute vollständig, und es erscheint sogar, gerade angesichts des Fehlens jeglicher Eruptivformation an der Basis des Monte Caslano, zum mindesten ebenso wahrscheinlich, dass der Sedimentzug von Luino sich gegen Osten nicht mit dem Salvatore-Zug des Luganese verbindet – auch wenn er dies im Westen, angesichts der Scharung sämtlicher Kalkalpen-Elemente hinter dem Langensee-Kristallinblock tun könnte –, sondern dass der Luino-Zug von Cremenaga längs einer intrakristallinen Scherfläche über das südlichste Malcantone gegen den Luganeser-Kristallinbezirk hin verläuft. Aber nur sehr gewissenhafte Detailaufnahmen, unter Berücksichtigung aller vorhandenen Scherflächen und morphologischen Schwächenstellen, die ja solchen tektonischen Flächen oder Flächenscharen in erster Linie folgen, werden diesen Punkt, und auch dann nur vielleicht, abzuklären vermögen.

Es zeigt sich so, dass das *Kristallingebirge* zwischen der Jorio-Linie und dem Nordrand der südlichen Kalkalpen an der Front der Salvatore-Mulde nur von relativ schmalen und teilweise sogar nur sehr wenig tiefen oder überhaupt nur ganz seichten Mulden durchzogen ist, die nicht miteinander im Streichen verbunden sind – wie dies übrigens schon im „Bau der Alpen“ dargelegt wurde –, und dass somit im Grunde genommen das ganze Seengebirge des Sotto Ceneri, von der Magadino-Ebene bis Lugano und Ponte Tresa, eine einzige mächtige *Grossseinheit* bildet, als die sie im Grunde ja eigentlich immer erschienen war, nämlich die machtvolle kristalline Wurzel der oberostalpinen Decke, hier natürlich jene der westlichen heute gänzlich abgetragenen Fortsetzungen der Silvretta- und der Ötz-Masse über dem Gebiete der zentralen Tessiner Alpen; d. h. die westliche Fortsetzung der Catena Orobica zwischen dem Veltlin und den Bergamasker Tälern. Für diesen engeren Zusammenhang des Ceneri-Kristallins mit jenem von Lugano spricht, ganz abgesehen vom eben erwähnten Fehlen einer oder mehrerer wirklich durchgehender synklinaler Trennungszonen, auch die weitgehende Gleichheit des Kristallins, vom Ceneri bis nach Lugano. Wohl sind selbstverständlich, genau wie in den oberostalpinen Deckengebieten, petrographische Unterzonen vorhanden, sicher auch stratigraphische Abteilungen verschiedenen Alters und verschiedener Metamorphose innerhalb dieses Kristallinblockes; aber die gesamte kristalline Tracht des Seengebirges bleibt im grossen ganzen dieselbe von der Jorio-Linie bis an den San Salvatore heran. Wohl durchziehen in den streichenden Fortsetzungen der Viona/Arosio- und der Luino-Mulde, und sogar an der Linie der ja deutlich nur wenig tiefen, gegen unten klar vom insubrischen Kristallin noch umschlossenen Mulde von Musso mächtige Scherflächen dieses orobisch-luganesische Kristallin-gebiet, von grossartigen Mylonitzonen begleitet und deshalb meist über Längspässe und Sättel hinwegziehend; aber diese sicher alpinen intrakristallinen Schubflächen

trennen nicht ganz verschiedene tektonische Grosszonen des Gebirges, sondern zerschneiden nur den im übrigen durchaus einheitlichen kristallinen Unterbau der Silvretta-Wurzel schief und quer. Dazu kommt, dass, genau wie in der Catena Orobica oder vielleicht auch am Monte Pin in Val di Sole, die Gesamtheit dieser Silvretta-Wurzel über weite Strecken das gleiche auffallende Querstreichen zu den alpinen Leitlinien zeigt, vom Camoghè und dem Tàmaro-Zuge bis hinab an den Salvatore und nach Val Cuvia. Nur die jüngsten Abteilungen des Kristallingebirges, in Form der auch hier, etwa bei Castagnola, klar vorhandenen Casanna-Schiefergruppe, streichen ungefähr in alpiner Richtung und erscheinen dem Verlauf der kalkalpinen Elemente einigermassen angepasst. Aber der grösste Teil der Silvretta-Wurzel zeigt, vom Comersee und der Catena Orobica her in scheinbar vermehrtem Masse, das quere Streichen der älteren, meiner Ansicht nach sicher bereits vor-jotnischen, ja vielleicht zum grössten Teil überhaupt vor-algonkischen Kristallin-Serien. Der durch die Arbeiten der Basler Petrographenschule erwiesene sogenannte „Schlingenbau“ des Tàmaro- und Ceneri-Kristallins ist genau derselbe wie in der Silvretta oder in den Ötztaler Alpen, oder am Monte Pin oder südlich Morbegno; aber diese Querstrukturen halten gegen Süden weiterhin an, bis nahe an den Salvatore und die Kalkberge von Val Solda.

Damit aber reicht nun der Kristallinkern der Silvretta-Wurzel, als direkte westliche Fortsetzung der Catena Orobica, bis an den eigentlichen Nordrand der südlichen Kalkalpen und erscheinen diese selber als deren mehr oder weniger normale sedimentäre Bedeckung, d. h. als das ganz direkte südliche Wiedereinsetzen der nördlichen Kalkalpen Bayerns, Tirols und Bündens. Im San Salvatore und dessen streichender Fortsetzung haben wir daher das ganz direkte Analogon der orobischen Hauptmulde und damit im grossen schliesslich des Drau-Zuges des alpinen Ostens zu erblicken und stehen so vor der Aufgabe, diese neueren Zusammenhänge einmal schärfer zu prüfen.

#### **4. Die Synkinalzone des San Salvatore und ihre Beziehungen zu den umgebenden Kristallingebieten.**

Der Sedimentzug des Monte San Salvatore, in imposanter Gestalt weithin das gesamte Luganese beherrschend und wie ein eigenwilliger Fremdkörper so auffallend hart und steil aus der weichgeformten luganesischen Hügelwelt aufragend, ist nur ein sehr kleiner Ausschnitt aus einer weit ausgedehnteren und in sich höchst komplexen Synkinalzone, die vom Ostufer des Lagonersees bei Campione gegen Westen bis an den Langensee zwischen Caldè, Laveno und Arolo sich erstreckt, auf eine Länge von über 30 km das nördliche kristalline Land der Silvretta-Wurzel von südlicheren Elementen scheidend. Von Campione-Arogno bis nördlich des Campo dei Fiori-Kammes im Gebiete von Brinzio-Cabièglio begleitet auf eine Erstreckung von rund 20 km Länge der grosse, seit alter Zeit berühmte „Porphyraufbruch“ von „Lugano-Val Ganna“ in Form eines mächtigen Gewölbe-kernes den Südrand der Salvatore-Zone. In Farben und Formen, mit Vegetation und Landschaft, aber auch mit seiner inneren Gliederung ein kleineres westliches Ebenbild zu den grossartigen Porphyrgeweben Südtirols im Raume von Bozen. Zwischen Campione, Arogno, Rovio und Capolago verschwindet dieser mächtige, wirklich „insubrische“ Porphyraufbruch unter den Sedimenten der Generoso-Gruppe und bleibt bis östlich des mittleren Comersees, d. h. bis Valsassina im Hinterland der Grigna, unter den südalpinen Schichtserien begraben. Von da nach Osten setzen die antikinalen Aufbrüche, wenn im Detail auch in zum Teil etwas anderer stratigraphischer Zusammensetzung, im besonderen mit wesentlich an-

deren Porphy- und Perm-Mächtigkeiten, durch die Hintergründe der Bergamasker-Täler und über Val Camonica hinaus fort; auf einer südlicheren Linie sogar noch im Aufbruch von Val Trompia, dessen Ostende den Lago d'Idro gerade noch knapp erreicht. Am östlichen Langensee-Ufer erscheinen im Süden der Salvatore-Zone die kleinen Porphyraufbrüche von Arolo und vor allem von Angera, die jenseits des Sees, von Arona bis über die Sesia hinweg, und zwar bis auf wenig über 10 km an Biella heran, in allerdings mächtiger Erweiterung das südlichste Randelement des penninischen Bogens der Westalpen bilden. Auf der ganzen Strecke, vom Piemont bis in den Adamello und sogar noch über denselben hinaus, zeigt sich überall deutlich, dass diese Porphyraufbrüche im Kernbezirk einer gewaltigen und durchstreichenden Antiklinalzone liegen, die teils von einem geschlossenen Sedimentmantel umhüllt wird, an anderen Orten aber über weite Strecken, zwischen dem Salvatore-Zug resp. den orobischen Mulden im Norden und den wirklich südalpinen Elementen im Süden, als charakteristische Kernzone, oft sogar bis auf das kristalline Grundgebirge blossgelegt, von Westen nach Osten zieht.

Das ist die grosse, wirklich „*insubrische*“ *Antiklinale*, die heute auf eine Distanz von über 200 km, vom Adamello bis gegen Biella, fast durchgehend im Süden der Silvretta-Wurzel festgestellt werden kann und deren Elemente sich – wenigstens scheint dies vorderhand so – auch noch weiterhin durch die Hintergründe der Val di Non über abermals 50 km, praktisch bis an die Etsch südlich Meran verfolgen lassen.

Es handelt sich also nicht mehr bloss um den kleinen, räumlich relativ eng beschränkten „Luganeser-Porphyraufbruch“, sondern um ein alpines Bauelement allerersten Ranges, das in durchaus charakteristischer Form von Biella bis an die Etsch, auf jeden Fall aber bis in den Adamello, d. h. durch die ganzen westlichen Südalpen zieht. Es ist die eigentliche antiklinal gestaute Stirnzone der in deren Rücken allgemein nordwärts drängenden Südalpen-Scholle. Über gewisse Strecken ist diese Gewölbezone der insubrischen Antiklinale wohl unter südlicheren Elementen begraben, so auf rund 30 km zwischen Luganersee und Valsassina und wohl auch östlich des Adamello, oder von den jungalpinen Intrusionen durchstossen, wie im Adamello-Stock östlich Val Camonica oder zwischen Sesia und Biella; aber über eine Gesamtlänge von an die 180 km bleibt diese gewaltige insubrische Antiklinalzone grossen Stils, zwischen dem Salvatore-Zug und den orobischen Mulden im Norden und den insubrischen und bergamaskischen und Nonsberger Kalkalpen im Süden, als Aufbruch alter Gesteine in voller Schärfe sichtbar, bis an die Etsch: am einen Orte nur als Gewölbe im mannigfaltig gegliederten Perm, am andern als Porphyraufbruch, am dritten sogar, und nicht einmal selten, noch mit einem alt-kristallinen, sicher vorpaläozoischen Gewölbekern an der Basis der Porphyroformation.

Wie liegen nun die näheren Beziehungen zwischen dieser insubrischen Antiklinalzone und der Salvatore-Mulde im Gebiete der westlichen Südalpen? Wie gestaltet sich ferner deren Verhältnis zum nördlichen Kristallingebirge von Lugano, d. h. zur Silvretta-Wurzel? Was endlich ist der wirkliche Sinn der Salvatore-Mulde und in welcher Beziehung steht sie zum Sedimentdach im Süden des Porphyraufbruches und zu den Gebirgen im Osten der Linie Tesserete-Lugano-Mendrisio?

Die Dinge liegen im Grunde weit einfacher als es scheint, trotzdem der *Bau der Salvatore-Mulde* ein viel komplexerer ist als bisher gewöhnlich angenommen wurde. Die Sedimentzone des San Salvatore ist gar nicht die einfache Mulde, als die sie nach den stets in erster Linie besuchten, aber leider nicht genügend oder nicht mit genügender Konsequenz untersuchten Aufschlüssen des San Salvatore

selber bisher erschienen war – selbst nach den jüngsten Angaben der Leidener Schule oder den Studien von RODE –, sondern der San Salvatore stellt mit seiner Trias eine tief in das ältere Gebirge eingesenkte Synkinalzone grossen Stiles dar, die in grossartiger Weise und radikal, vielfach mit recht bedeutendem Tiefgang, zwei ganz verschiedene kristalline Schollen scheidet.

Der Südrand der Salvatore-„Mulde“ ist ein steilstehender Schubrand und keine blosse Verwerfung, wie dies bisher angenommen worden ist, und das die Salvatore-Mulde beidseits begleitende *Kristallingebirge* ist voneinander, und zwar von Val Cuvia bis Lugano, total *verschieden*. Im Süden der Salvatore-Mulde die „Porphyroformation“ in grosser Mächtigkeit, mit einem alten Kern kristalliner Schiefer allerdings, dem Kristallinkern von Morcote–Bovarezzo in Val Ganna; im Norden der Salvatore-Mulde aber über weiteste Strecken überhaupt gar keine Spur einer „Porphyroformation“, sondern ganz direkt und meistenteils schief unter die Aussenfront der Salvatore-Mulde hineinstreichend, der altkristalline Unterbau des Luganeser-Kristallins. Auf Tessinergebiet ist die „Porphyroformation“ im Norden der Salvatore-Front, mit einer einzigen, von BISTRAM oberhalb Ruvigliana erwähnten und durchaus geringfügigen Ausnahme, überhaupt nicht bekannt, von Lugano bis an den See von Ponte Tresa; hingegen stellen sich unter der westlichen Fortsetzung der Salvatore-Mulde, im Gebiete des Monte la Nave und auch westlich Val Cuvia, allerdings bereits im Übergangsgebiet gegen die wieder porphyrführende Mulde von Luino, Reste der „Porphyroformation“, immer jedoch nur in sehr bescheidenem Umfang, ein. Im Tessiner Querschnitt aber ist auf jeden Fall der Gegensatz zwischen der porphyrfreien nördlichen Basis der Salvatore-„Mulde“ und dem klassischen „Porphyraufbruch“ im Süden derselben ein durchaus eklatanter. Ein Gegensatz zwischen Nord- und Südflügel der Mulde, der in seiner Schärfe bei einer „normalen“ Salvatore-Mulde alten flachen Stils absolut unverständlich bleibt und der allein daher schon auf einen weit grösseren Tiefgang der Salvatore-Mulde auch im Gebiet des klassischen Luganese selber hinweisen muss.

Der Bau der Salvatore-Mulde ist in der Tat ein ganz wesentlich anderer als bisher angenommen wurde. Der Triasklotz des *Monte San Salvatore* ist aus einem allerdings in sich noch komplexen, im Prinzip aber durchaus steil ins ältere Gebirge versenkten Synkinalkeil herausgeschnitten, dessen wirklichen Boden noch niemand jemals gesehen hat. Auffallend ist schon der von Cap San Martino sich steil aufschwingende Nordrand, der in den höheren Teilen der Salvatore-Nordflanke bereits ein steiles inverses Einschiessen der Mulde neben das nördliche Kristallin zeigt, somit Andeutungen einer regelrechten Unterschiebung des nördlichen, luganesischen Kristallins durch Teile der Salvatore-Mulde. Klar ist ferner der normale Einsatz der Salvatore-Trias mit dem Servino/Verrucano, der sich nur wenig von jenem etwa der Mulde von Arosio unterscheidet. Auffallend ist aber gerade hier das Auftreten eines neuerlichen engen Keiles der tiefsten Salvatore-Dolomite und Mergel des Campiler-Niveaus im Norden der grossen Verrucano/Servino-Basis von San Martino; ein Phänomen, das aber keineswegs etwa auf diesen Sektor beschränkt erscheint, sondern das auch bei Bellano am Comersee deutlich ist, von wo ich es seit über 20 Jahren kenne, und abermals Ähnliches zeigt das berühmte Profil nördlich der Gaeta längs der Strasse Menaggio–Acquaseria–Gravedona, wo zum mindesten deutliche Schiefer des unteren Servino die dortige Verrucano-„Basis“ der südlichen Kalkalpen aufteilen. Der erwähnte nördliche Dolomitkeil vor der Front des eigentlichen San Salvatore weist aber ganz direkt, an sich schon, auf beträchtlich stärkere Störungen bereits am Nordrand der Salvatore-Zone hin.

Ein Wort ist hier vielleicht noch über das *Alter der basalen Bildungen* am Nordfuss des Salvatore zu sagen, die seit FRAUENFELDER, gemäss dessen reichhaltigen

Fossilfunden in der Val Battuta westlich Riva San Vitale und bei Serpiano, meist ohne weiteres in ihrer Gesamtheit als oberster Servino resp. höchster Buntsandstein angesprochen worden sind. Selbstverständlich sind die fossilführenden Schichten der genannten Profile als Campiler-Schichten zu betrachten, sie zeigen das erstmalige, wenn auch noch etwas sandige Einsetzen der Dolomit-Sedimentation und auch Übergänge in die anisischen Basis-Dolomite; aber dass daneben auch die tieferen Teile jener Profile, die ausschliesslich aus meist roten Sandsteinen, Mergeln und klassischen roten Verrucano-Konglomeraten bestehen, gleichfalls noch zum wirklichen Campiler-Niveau zu rechnen seien, glaube ich nach allem, was ich an südalpinen Schichtreihen, bis hinüber in die Dolomiten und die Carnia, gesehen habe, klar in Abrede stellen zu sollen. Diese Bildungen unterscheiden sich in nichts von den Buntsandstein- und Verrucano-Ablagerungen der Valsassina, der Bergamasker-Täler oder der Valle di Caffaro, und endlich ist auch daran zu erinnern, dass zwischen die Äquivalente der Luganeser-Porphyre im Bozener-Porphyrsschild und die klassischen Campiler-Schichten in mächtiger Folge sich einschalten die Grödener-Schichten des Mittel- und die Bellerophon-Kalke des Oberperms samt den ganzen Seiser-Schichten der Buntsandstein-Stufe. Und nachdem zum mindesten noch in den Bergamasker-Alpen ein grossartiges und sogar fossilführendes Unterperm in Form der Collio-Schichten und Äquivalente der Grödener-Sandsteine in Form von echtem buntem Verrucano die Basis des eigentlichen Servino bilden, dürfen wir wohl eine Vertretung der Grödener-Schichten und des wirklichen Buntsandsteins im nur 30 km weiter westlich gelegenen Salvatore-Profil ohne weiteres noch erwarten. Ich glaube somit, in den Verrucano-Konglomerat- und Sandsteinfolgen des Salvatore-Zuges und auch der San-Giorgio-Basis am ehesten Äquivalente der Grödener-Schichten Südtirols sehen zu sollen; Wüstenbildungen, die ursprünglich noch weiter durch den halben Buntsandstein hinauf gereicht haben mögen, dabei aber vor der Ablagerung der Campiler-Schichten zum grossen Teil durch Ablation wieder entfernt worden waren, bis auf die heute eben noch erhalten gebliebenen kümmerlichen Reste der „Grödener“ Verrucano-Serien zwischen dem Dach der Porphyroformation und den fossilführenden Campiler-Schichten. In concreto betrachte ich daher die Basis-Schichten des San Salvatore bei San Martino als eine stratigraphisch stark reduzierte Folge von permischem Verrucano, Servino und Campiler-Schichten und fasse die nördlichsten Dolomite als synkinalen Keil zwischen Verrucano und Luganeser-Kristallin auf, der, schwach nordwärts überkippt, von der eigentlichen San Salvatore-Basis von Süden her steil überfahren erscheint.

Klare *Nordbewegung der Salvatore-Mulde*, in Form einer deutlichen Überkippung derselben gegen Norden hin, lässt sich nun aber auch über grosse Strecken des Mulden-Südrandes erkennen, wo weithin, allerdings nicht durchwegs, die eigentlichen Salvatore-Dolomite der ladinischen und sogar der karnischen Stufe entweder an steiler Schubfläche ganz unvermittelt, ohne jede Spur von anisischem Muschelkalk oder Servino oder Verrucano, direkt an die in sich allerdings mannigfaltige „Porphyroformation“ der insubrischen Antiklinale von Carona—Pianbello stossen – bei Grancia sogar direkt an eine kristalline Basis-Lamelle derselben –, oder wo die Salvatore-Dolomite, und zwar nicht einmal die ältesten, an ihrem Südrand sogar direkt mit steilem Süd- oder Südsüdostfallen ganz deutlich steil unter die „Porphyroformation“ einschliessen. Das ist etwa der Fall östlich Ciona, wo, schon FRAUENFELDER bekannt, ein wenige Meter mächtiger Servino mit Nordoststreichen völlig senkrecht steht, dann an der Strasse von Ciona gegen Carabbia und im Gebiet von Grancia, oder sehr deutlich wieder nördlich Figino im Keil von Casora, oder wenig westlich der Station Ghirla in Val Ganna. Auch der Monte Caslano bei

Ponte Tresa zeigt einen relativ flach nordwestwärts aufsteigenden Nordschenkel, aber steile Überkippung des Südschenkels, wo die Dolomite sich in steilen Schichtmauern vom See gegen Norden auftürmen. In den Tobeln westlich von Brusimpiano stösst die Porphyrrformation des Pianbello-Fusses mit leicht nördlich überkippter Grenzfläche an den Südrand des Salvatore-Zuges, und endlich zeigt auch die ganze grosse Antiklinale des Campo dei Fiori deutliche Überkippung gegen Norden, und ist ein knappes südliches Einschiessen des Salvatore-Zuges unter den Porphyrkern von Brinzio wenigstens in der Gegend östlich von Cabiaglio sichergestellt.

Mit allen diesen Feststellungen längs den beidseitigen Rändern ist der wirkliche Charakter der Salvatore-Mulde als einer steil und tief ins ältere Gebirge einstechenden Synkinalzone bereits und ohne weiteres dokumentiert. Zum selben Resultat führt erfreulicherweise nun aber auch das Studium des Muldeninneren, der *Innenbau* der ganzen Synkinalzone. Am San Salvatore, dem Keil von Barbengo/Casora, nördlich Figino und am Monte Caslano, dessen direkte Zugehörigkeit zur eigentlichen engeren Salvatore-Mulde übrigens sehr fraglich erscheint, sind von mesozoischen Serien nur Triaselemente vertreten, wobei der auf weite Strecken massige Charakter der eigentlichen Salvatore-Dolomite, der, mehr noch als der ihm entsprechende Schlerndolomit Südtirols, eine überaus starke Durchklüftung desselben bedingt, das genauere Studium des wirklichen Innenbaues auf schweizerischem Gebiete ausserordentlich erschwert. Vom Luganersee westwärts jedoch sind, auf italienischem Boden, neben den Triaselementen der Salvatore-Mulde, auch jurassische Serien und sogar Kreide am Bau der Salvatore-Synkinalzone beteiligt, und zwar schon im Gebiete von Ardena/Lavena, unmittelbar südlich des Ponte-Tresa-Armes des Luganersees. Gleichzeitig wird der weitgehend isoklinale Innenbau der Salvatore-Mulde hier nun deutlich sichtbar, indem eine ganze Reihe von durch Längsbrüche, resp. Schubflächen getrennten tektonischen Einzelzügen sich mehr und mehr dokumentieren. LEUZINGER und nach ihm DE SITTER haben eindringlich auf diesen steilgestellten Schollenbau hingewiesen, der zudem noch durch Querbrüche in sich weiter zerhackt erscheint. Dieser isoklinale Bau setzt aber westwärts abermals weiter fort in die Berglandschaften zwischen Caldè, Laveno, Caravate, von Val Cuvia bis an den Langensee, wo nun in jeder wünschenswerten Klarheit der wahre Charakter dieses ganzen Zuges in Profilen von bis zu 1000 Meter Aufschluss Höhe dokumentiert erscheint: im weitgehend isoklinalen, von „Längsbrüchen“ als steilgestellten Schubflächen gegliederten Schuppenbau der Berge im Norden von Laveno. Was wegen mangelnder Aufschluss tiefe zum mindesten zwischen Val Ganna und Val Cuvia vielleicht nicht mit restloser Klarheit sich dokumentieren kann, liegt in dieser westlichsten Zone der Salvatore-Mulde in den genannten Gebirgen zwischen Val Cuvia und dem Langensee in voller Klarheit enthüllt vor uns: Ein tiefgreifender, durchaus vertikalstrukturierter, komplizierter Schuppenbau, an dem sich ausser Trias auch Jura in grossem Ausmass, und Malm und Kreide an seinem Südrand beteiligen. Die Berge von Laveno zeigen auf über 1000 m Aufschluss Höhe über dem Langensee die klassische steile Isokinalstruktur der Gailtaler Alpen, im besonderen der Lienzer-Dolomiten. Hier schliesst die in sich geschuppte Sedimentserie der Silvretta-Wurzel als grossartiges westliches Äquivalent des eigentlichen Drau-Zuges in aller Schärfe das Wurzelkristallin des Seengebirges definitiv gegen Süden hin ab, genau so wie über 300 km weiter östlich der Drau-Zug in den Gailtaler Alpen und den Nord-Karawanken das oberostalpine Kristallin Kärntens und der Steiermark nach Süden hin abschliesst. Die Aufnahmen von VAN HOUTEN zeigen diese Struktur der Gailtaler Alpen mit aller wünschenswerten Klarheit, und es wirkt fast befremdend, dass, nachdem bereits im „Bau der Alpen“ der Drau-Zug bis an den Langensee, allerdings in der Muldenzone

von Luino, prinzipiell erkannt oder doch postuliert worden war, angesichts dieser Profile von Laveno nicht schon vor Jahren auf diese grossartigen Parallelen mit dem Drau-Zug des alpinen Ostens hingewiesen worden ist.

Es zeigt so zum allermindesten der Abschnitt zwischen Val Cuvia und Langensee, als die westliche Fortsetzung der Salvatore-Mulde, den isoklinalen und tiefgreifenden Schuppenbau der oberostalpinen Wurzelpakete des Drau-Zuges: die westliche Salvatore-Mulde zeigt die klassische Wurzelstruktur der oberostalpinen Decke, und wir stehen hier, genau wie an die 350 km weiter östlich in den Gailtaler Alpen, vor den steilgestellten und vielfach überkippten Wurzeln der nördlichen Kalkalpen. Ein wertvoller Hinweis darauf, dass somit auch über dem Gebiet der zentralen Schweizer Alpen – Laveno liegt ja bereits im südalpinen Hinterland des westlichen Aar-Massivs – oberostalpine Schubmassen noch in recht beträchtlichem Umfang einst den Alpenbau gekrönt haben müssen. Eine Annahme, die durch das unvermittelte, in erster Linie durch Erosion bedingte schiefe oder gar quere Abbrechen der bayrischen Kalkalpen am Rhein, die Beziehungen des kalkalpinen Rhätikon zur Yberger Klippenregion, des weiteren aber auch durch die Zusammensetzung der Reginagelfluhen, ja vielleicht sogar durch den Bau der Giswilerstöcke, zum Teil ja schon längst nötig gewesen und unterstützt worden ist. Daneben aber zeigen sich in diesem kalkalpinen Wurzelgebiet von Laveno nicht nur isoklinalstruierte Schuppenelemente, sondern auch richtige Falten mit Gewölben und Mulden, aber auch dies abermals in völliger Übereinstimmung mit dem kalkalpinen Wurzelgebiet im Drau-Zug oder in den Nord-Karawanken (s. Profil 13, Tafel X).

Den Schuppenbau der Berge um Laveno, der dort so klar aufgeschlossen ist, finden wir aber auch wieder im Abschnitt der Salvatore-Mulde zwischen Val Ganna und dem Laganersee, wir finden ihn ausgezeichnet illustriert in den Profilen LEUZINGERS aus dem Gebiet zwischen Val Ganna und Val Cuvia, wenn auch hier in verstärktem Masse mit oft recht offenen Mulden kombiniert. Diese relativ flachen Mulden, etwa jene im Gebiete von Ronco-Ferrera, zwischen Monte Scerrè und Cunardo, entsprechen aber in erster Linie dem nördlichen Teil der Elemente der Berge von Laveno, der Synklinale des Monte San Martino vor allem, und der isoklinale Schuppenbau auch des Abschnittes Val Ganna–Val Cuvia erhellt ohne weiteres klar aus der Tatsache, dass auch hier sogar noch Kreide, in Form von Majolica, und Ammonitico rosso in schmalen, sehr tektonisierten Fetzen wenig westlich Bèdero zwischen Lias einerseits, die Trias von Bèdero andererseits eingeklemmt erscheinen. Diese von LEUZINGER entdeckten Kreidegesteine liegen scheinbar völlig isoliert rund 8 km östlich der grösseren östlichsten Majolica-Aufschlüsse bei Brenta in Val Cuvia und sind durch abermals 8 km im Streichen von den Radiolarit- und Majolica-Serien der Gegend von Ardena/Lavena knapp westlich des Laganersees und sogar nur wenig über 6 km von denen des Monte Marzio getrennt. Zwischen Bèdero und Monte Marzio schlagen, nach den Untersuchungen von LEUZINGER, weiterhin verschiedene Linsen von Ammonitico rosso die willkommene Brücke gegen Osten, ganz abgesehen davon, dass von Bèdero nach Osten auch tieferer Lias eine fast ununterbrochene Verbindung mit der Mulde des Monte Marzio und damit den Kreidegesteinen des Belvedere und von Lavena herstellt. Von den Majolica-Fetzen westlich Bèdero gegen Val Cuvia und die nächsten grossen Majolica-Aufschlüsse bei Brenta steht weiterhin die Möglichkeit einer ganz direkten Verbindung durchaus offen, da die Lias-Aufschlüsse des Monte Martinello und von Cuvio weitgehend von jenen von Cavona durch Moränen getrennt erscheinen, die LEUZINGER wohl nicht ohne Grund gerade hier recht sorgfältig ausgeschieden hat.

Alles in allem genommen steht somit durchaus sicher, dass zwischen Lavena am Laganersee und dem Gebiete zwischen Gemonio – am Westabfall des Campo

dei Fiori-Gewölbes – und der Monte Nudo-Kette, östlich Laveno, eine grosse und tief ins Gebirge eingreifende Synklinale durchzieht, in deren enggepressten Kern Ammonitico rosso, Radiolarit und sogar noch Majolica eingeklemmt erscheinen. Diese Jung-Mesozoika stehen am Lugarnersee gegen Süden hin aber schliesslich mit dem sicheren Salvatore-Dolomit von Ardena–Brusimpiano, d. h. der deutlichen und unbestreitbaren Fortsetzung des Dolomitklotzes von Casora/Barbengo im Norden von Figino, in primärem stratigraphischem Kontakt, so dass ganz zweifellos diese ganze Jura/Kreide-Mulde zwischen Lavena und Caravate in den hier enggepressten Kern der Salvatore-Mulde hineingehört. Der Südschenkel dieser grossen Jura/Kreide-Mulde wird, vom Lugarnersee bis an das Westende des Porphyraufbruches von Val Ganna bei Cabiaglio, durch die Trias gebildet, die ihrerseits längs einer steilgestellten, grösstenteils nordwärtsüberkippten Schubfläche vom Gewölbekern des „Porphyraufbruches“ steil an- bis überfahren wird; der Nordschenkel der Salvatore-Mulde jedoch überschiebt nach LEUZINGER, von Lavena bis hinüber in die Gegend östlich von Bèdero, den jungen Muldenkern in mässig steiler Platte gegen Süden. In erster Linie scheint dies der Fall zu sein zwischen Lavena und Ghirla, d. h. in jenem Abschnitt der Salvatore-Mulde, hinter dem das Porphyrgewölbe im Gebiete des Pianbello am höchsten emporgestaut ist. Dort wurde infolge des durch besondere Hochstauung gesteigerten nördlichen Vortriebes des Porphyrkerns die junge Muldenfüllung der Salvatore-Mulde auf eine gewisse Strecke unter ihren Nordschenkel unterschoben.

Am Pianbello erreicht heute die „Porphyraformation“ mitsamt ihrem alten Kern, dem Kristallin von Morcote–Bovarezzo, die grössten Höhen; wir stehen hier damit vor der axialen Kulmination des gesamten „Luganeser-Porphyraufbruches“, und zwar in einer Zone, die nur wenig östlich hinter der grossen Tosa-Kulmination der zentralen Alpen liegt. Gegen das Becken von Brinzio–Cabiaglio sinkt der „Porphyrkern“ dann langsam in südwestlicher Richtung axial in die Tiefe und taucht schliesslich vollständig unter seine permisch-mesozoische Sedimentbedeckung ein. Süd- und Nordschenkel des Porphyrgewölbes verbinden sich damit in geschlossenem Gewölbe zur westwärts weiter in grossartigem Maßstab niedersinkenden mächtigen Antiklinale des Campo dei Fiori, dem praktisch südlichsten Randelement der Alpen im Raume von Varese. Der Südschenkel der Salvatore-Mulde wird hier ganz einfach zum Nordschenkel des Campo dei Fiori-Gewölbes, und nur die tiefergehende Oberjura-Kreidefüllung der genannten Mulde trennt auch weiterhin, gegen Südwesten sich stetig verbreiternd, die nördlichen Elemente des Salvatore-Zuges im System des Monte Nudo-Massivs, d. h. der Berge von Laveno, von der rasch zur Tiefe sinkenden insubrischen Antiklinale des Campo dei Fiori.

Die oberostalpine Wurzel des westlichen Drau-Zuges steht damit im Gebiete von Val Cuvia in unlösbarer Verbindung mit dem südalpinen Element der *insubrischen Antiklinale*, und durch deren Vermittlung sogar mit deren klar gegen die Po-Ebene abfallenden, relativ nur wenig steilen Südschenkel im Gebiete der Campo dei Fiori- und damit weiter auch der San Giorgio-Sedimentplatte. Was abermals besagt, dass die oberostalpinen Wurzelkeile des Drau-Zuges auch hier, genau wie in Kärnten, von den nördlichsten Elementen der Südalpen gar nicht abzutrennen sind. Die südalpinen Elemente schliessen ganz einfach mehr oder weniger normal an die innersten oberostalpinen Wurzelkeile an. Und was in diesem Zusammenhang abermals von grösster Bedeutung ist: diese ersten südalpinen Elemente sind auch ganz deutlich, in Form der insubrischen Antiklinale des „Luganeser-Porphyraufbruches“, in durchaus gleicher Richtung bewegt worden wie die gemeinalpinen Schubmassen des alpinen Deckengebäudes; d. h. von Süden gegen Norden, oder, hier schon etwas abgelenkt und bereits dem Beginn des piemontesischen Streichens

angepasst, von Südosten gegen Nordwesten. Von irgendeiner namhaften Bewegungskomponente vom zentralen Alpenkörper gegen das padanische Rückland, im Sinne der immer wieder angenommenen „dinarischen“ Schübe gegen die Po-Ebene hin, kann hier auf jeden Fall in gar keiner Weise die Rede sein. Dafür ist die Überkippung der insubrischen Antiklinale im ganzen Gebiet zwischen Langensee und San Salvatore eine viel zu klare und eindeutige, und sinkt deren Südschenkel vom Westende des Campo dei Fiori bis ins Mendrisiotto nur allzu klar und relativ nur flach von den lombardischen Vorbergen ohne die geringste auch nur randliche Überkippung ganz einfach und ungestört unter die Po-Ebene resp. die Molasse des Varesotto hinab. (Vergl. Tafel IX, Profil 13, Tafel X.)

Dieselbe *Bewegungstendenz von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen* hin zeigt sich übrigens auch im weiteren westlichen Verlauf der insubrischen Antiklinalzone bis an den piemontesischen Alpenrand hinüber. Doch komplizieren sich hier am unteren Langensee die Dinge weiter.

Die Antiklinale des Campo dei Fiori sinkt, gegen den *Langensee* hin immer schmäler werdend, zwischen Monvalle und Besozzo axial in die Tiefe und scheint dabei überhaupt auszuklingen. Das vom Langensee her so auffallende weitgespannte Trias/Lias-Gewölbe zwischen Reno und Aròlo, das zunächst als westliche Fortsetzung der Campo dei Fiori-Antiklinale aufgefasst werden könnte, gehört bestimmt nicht mehr zu derselben, sondern liegt im Kern der in sich sekundär gewellten Radiolarit-Majolica-Serien von Caravate-San Clemente. Es könnte dieses Gewölbe von Reno-Aròlo allerhöchstens nur noch als eine Art Ablösung der Campo dei Fiori-Antiklinale an deren Nordabfall, d. h. bereits innerhalb der Salvatore-Mulde gelten. Auch der kleine Porphyraufbruch von Aròlo darf kaum mehr als ein Wiedererscheinen des Porphyrkerns des Campo dei Fiori-Gewölbes, d. h. als westliche Fortsetzung des Porphyrkerns von Brinzio-Val Ganna-Lugano betrachtet werden, da die Kreiderippe südwestlich von Monvalle mit ihrer gequälten steilen Lagerung noch deutlich als südwestlichster Rest der Salvatore-Mulde erscheint, weil sie klar noch am Nordwestrand des erst südwestlich davon, zwischen Monvalle und Besozzo niedersinkenden Campo dei Fiori-Gewölbes liegt. Der Porphyr von Aròlo stellt damit wohl am ehesten das permische Kernelement einer letzten südlichsten Schuppe innerhalb des westlichen Drau-Zuges dar.

Aber auch der nun weiter einsetzende Porphyraufbruch von Angera, der über den Langensee hinweg sich fortsetzt in die mächtigen Porphyrmassen zwischen Arona und dem Bergland im Westen der unteren Sesia, darf kaum als eine direkte Fortsetzung des westlich Brinzio unter dem Campo dei Fiori-Gewölbe untergetauchten Luganeser-Porphyraufbruchs betrachtet werden. Derselbe stellt weit eher ein gegenüber der insubrischen Hauptantiklinale im Gebiete zwischen Ispra und Angera schiefl rückwärts gestaffeltes Element dar, das nicht als direkte Fortsetzung, sondern als eine gewisse, gegen Westen allerdings gewaltig sich erweiternde Ablösung des Luganeser-Aufbruchs aufgefasst werden muss. Das Gewölbelement des eigentlichen Luganeser-Aufbruchs verschwindet am Langensee zwischen der noch zum südlichsten Salvatore-Zug gehörenden Majolica-Rippe westlich Monvalle, der Trias von Ispra und dem Ostende des piemontesischen Porphyr-aufbruchs, so dass westlich des Langensees dieser letztere nun, obwohl in etwas internerer Stellung, die Rolle der insubrischen Antiklinale des Luganese an der südalpinen Front übernimmt.

Es liegen somit die Porphyrmassen des Luganese und jene zwischen Arona und der unteren Sesia nicht genau im Kern ein und desselben insubrischen Gewölbes, sondern es lösen sich im Raume des unteren Langensees deutlich zwei verschiedene Kulissen der Gesamtgewölbezone im Streichen gegeneinander ab: das Luganeser-

Gewölbe erstirbt am Langensee gegen Westen hin und überlässt seine Rolle als südalpines Frontelement von da an der etwas interneren Kulisse der piemontesischen Randgewölbe der Alpen. Durchaus analoge Aufteilungen der insubrischen Antiklinalzone sind aber seit langem schon auch aus den Bergamasker Alpen bekannt (siehe S. 270 und 315).

Die Porphyrrformation der westlichen Südalpen zeigt sich somit in ganz verschiedenen tektonischen Elementen: im Osten im ganzen Luganeser-Aufbruch, bei Aròlo im südlichsten Schuppenelement des Salvatore-Synklinalzuges, von Angera westwärts in einem etwas interneren südalpinen Randelement, das vom Langensee westwärts direkt an die Kristallin-Wurzel des südwestlichsten Seengebirges stösst, die aber auch ihrerseits bezeichnenderweise gleichfalls noch Porphyrr führt. Im Gebiete des unteren Lago Maggiore macht sich dabei eine klare Scharung tektonischer Einzelemente spürbar, die östlich dieser grossen Furche über beträchtliche Distanzen auseinander liegen. So schliesst die Mulde von Luino über Caldè sich an das eigentliche Drauzug-Element der Salvatore-Zone, so verschwindet östlich des Langensees das mächtige Gewölbe-Element des Luganeser-Porphyraufbruches und des Campo dei Fiori in kümmerlichen Resten, und stösst schliesslich von Arona westwärts bis über die Sesia hinaus ein abermals etwas interneres Element der insubrischen Antiklinalzone direkt an die Silvretta-Wurzel heran. Es handelt sich um eine Zusammenraffung aller dieser Elemente hinter dem mächtigen Kristallinblock im Westen des Langensees, eine Raffungszone, die wir am besten die *Scharung des Verbano* nennen werden.

Das alles aber sind nun Dinge, die – ganz abgesehen davon, dass die Porphyrmassen im Westen des Langensees nicht nur in den südalpinen Elementen, sondern auch in durchaus gleicher Art in der südwestlichen Silvretta-Wurzel noch vorkommen, d. h. im Kristallin des südwestlichen Seengebirges, vor allem im südlichen Mottarone-Stock – auf einen engen und ganz direkten Zusammenhang dieser nördlichsten Südalpen-Elemente mit der Silvretta-Wurzel hinweisen. Dabei zeigen sich in allen diesen südalpinen Elementen abermals deutlich durchaus die gleichen Bewegungsimpulse von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen hin, wie wir sie auch vom Langensee ostwärts bis ins Luganesische kennengelernt haben.

In der Felsrippe westlich Monvalle sinkt der letzte Biancone der Salvatore-Mulde in gequälter steiler Lagerung scharf südwärts in die Tiefe; südlich daran schliesst sich die gegen Norden bis Nordwesten aufsteigende Trias von Ispra, und an den Porphyrr der Hügel nördlich von Angera lehnt sich mit mittelsteilem Absinken in die Po-Ebene die Triasplatte des Schlossberges von Angera selber an. Die Trias von Arona zeigt dieselbe generell nach Süden fallende Lagerung wie jene des Castells von Angera, und am Monte Fénera an der Sesia erkennen wir immer noch dasselbe Grundprinzip. Die Kalkscholle des Monte Fénera, in mehr als einer Hinsicht auch faziell, zufolge ihrer stark verkümmerten Trias und ihrer fremdartigen Liasausbildung von besonderem Interesse, zeigt einen deutlich spitz im Süden endigenden Synklinalbau, dessen alte Basis an der Linie von Borgosesia längs einer steilen Trias/Lias-Mulde deutlich gegen Norden, d. h. gegen das Kristallin des südwestlichsten Seengebirges überliegt und dessen Trias/Lias-Serien an ihrem Südrand ebenso deutlich von den letzten Porphyren des piemontesischen Alpenrandes abermals steil gegen Norden überstossen werden. Und wenn es sich dabei auch bloss um einen schießen Längsbruch mit scheinbar nur geringer horizontaler Komponente zu handeln scheint, so ist darum die allgemein-alpine Bewegungstendenz und das Fehlen jeglicher Anzeichen „dinarisch“ orientierter Bewegungen gegen die Po-Ebene hin nicht minder deutlich.

Im übrigen stellt sich gerade hier das *Problem der näheren Beziehungen zwischen insubrischer Antiklinale und Silvretta-Wurzelkern* noch ganz besonders eindringlich. Denn der noch im tessinischen Seengebirge und sogar auch noch zwischen Stresa und den Strona-Tälern ganz gewaltigen Mächtigkeit dieses Wurzelkristallins steht westlich der Sesia eigentlich nur noch der heute von den wohl am ehesten doch eher jungen Intrusionen vom Typus Baveno-Borgosesia und Biella eingenommene schmale Raum zwischen der Linie von Valduggia-Crevacuore, d. h. der westlichsten bekannten Fortsetzung des Drau-Zuges, und den Kinzigiten der inneren Ivrea-Zone, in einer Breite von schliesslich unter 2 km gegenüber und theoretisch zur Verfügung, wenn die Ivrea-Zone bereits als eine grisonide Wurzel betrachtet werden muss. Aber auch dann, wenn die Silvretta-Wurzel, wie auf S. 231 ff. diskutiert worden ist, auch noch die Zone von Ivrea umfassen sollte, erschien diese Silvretta-Wurzel im Raume der Sesia gegenüber dem 25 km breiten Kristallingebirge zwischen Losone/Ascona und Ponte Tresa gleichwohl in sehr erheblichem Masse reduziert, d. h. zwischen den Porphyrmassen der unteren Sesia und dem Canavese im Sessera-Querschnitt bis auf knapp 10 km Breite zusammengedrückt. Das kann zweierlei heissen: Entweder ist hier die kristalline Wurzel der Silvretta-Decke hinter den grossen Beugungen der Sesia- und der äusseren Ivrea-Zone, die in grossen Zügen dem Umschwenken der zentral-alpinen Bauelemente vom lepontischen zum penninischen Bogen im alpinen Wurzelland entsprechen, analog den allerdings noch näher zu überprüfenden Verhältnissen an der Beugungsstelle zwischen Veltliner- und Judikarien-Streichen in Val di Sole, und weiterhin bis gegen den Brenner, im Gefolge mächtiger Zerrungen, ganz ausserordentlich reduziert und, wie zwischen Meran und der Eisack, der grösste Teil oder vielleicht überhaupt die ganze Silvretta-Wurzel von den jungen Intrusivmassen verdrängt, oder aber die südalpine Front der westinsubrischen Antiklinale hat sich hier mit einem eigenen Streichen in einer jüngeren Schubphase noch schiefler über die besonders schmal gewordene innere Silvretta-Wurzel hinweggelegt und wäre praktisch schliesslich bis an den Innenrand der Ivrea-Zone vorgestossen. Das wäre an sich denkbar; denn es könnte sich hier, im Hinterland der Walliser Alpen, recht wohl ein dritter, „piemontesischer Dinaridenkopf“ gegen die Alpen vorgeschoben und sich dabei sogar über deren innerste Wurzelteile hinweggelegt haben. Eine These, die um so wahrscheinlicher wird, als wir durchaus Ähnliches auch bei den Dinaridenköpfen des Sottocenere und Südtirols wieder erkennen können.

Eine dritte Lösung läge in der Annahme, dass hier gegen Südwesten der oberostalpine Raum als westlicher Ausläufer der pannonischen Masse, gemäss den sich bereits im Bau der Rätischen Alpen bemerkbar machenden Anzeichen, überhaupt bald ausspitzen würde. Aber dann müsste einmal diese westliche Spitze des pannonischen Raumes doch sich äussern in einem sichtbaren Ende des oberostalpinen Kristallins und einer gewissen Verbindung der nördlichen Kalkalpenplatte, im Norden der Silvretta-„Spitze“ gelegen, mit dem Drau-Zug oder den Südalpen, als den die Südflanke der pannonischen Westspitze begleitenden Sedimentserien. Aber gerade von einer solchen Querverbindung des nordalpinen mit dem südalpinen Raume über eine gegen Westen hin langsam schwindende Silvretta-„Spitze“ ist auch hier, wo das Silvretta-Wurzelkristallin an der Sesia bedenklich sich verengt, nicht die Spur zu sehen. Wollten wir übrigens an der Sesia oder auch im Raume von Ivrea die Westspitze der pannonischen Masse sehen, so müsste der breite Saum des kalkalpinen Rhätikon von Bludenz und Vaduz völlig quer zu allen tieferen Deckenelementen der Alpen überaus brusk gegen Südsüdwest in der Richtung auf die untere Sesia oder Biella zurückweichen, die oberostalpine Klippe des Roggenstocks bei Yberg wäre kaum verständlich, die Zusammensetzung der Rigi-

Nagelfluhen desgleichen. Und da von einer wesentlichen Annäherung, geschweige denn Verschmelzung der nördlichen mit den südlichen Kalkalpen gerade an der Sesia und weiter westlich nicht die Spur zu sehen ist, so dürfen wir wohl die oben genannten beiden andern Lösungen dieses Sesia-Problems als wahrscheinlicher betrachten.

Was in der Folge sich als zutreffend herausstellen wird, ein später Vorschub eines eigenen „piemontesischen Dinaridenkopfes“ schief über das südwestwärts niedertauchende oberostalpine Wurzelland hinweg – eine Bewegung, die sich sehr wohl erst in einer späten insubrischen Phase vollzogen haben kann – oder primäre Reduktion infolge Zerrungserscheinungen an der Beugung vom lepontischen zum penninischen Alpensegment, kombiniert mit grösseren Einschmelzungen durch die jungen Intrusionen, das werden, wie im gleicherweise problemreichen Gebiete der oberen Val di Non und bis hinüber nach Meran, erst künftige, aber sicher nur höchst genaue Detailuntersuchungen ergeben.

Es stellen sich aber noch *weitere Probleme im Raume der Sesia*, die für die Deutung der gesamten westlichen Schweizer Alpen von Belang werden können. Sie liegen zunächst in einer faziellen Merkwürdigkeit dieser westlichen Südalpenbeziekte, auf die vor Jahren schon ALBRECHT SPITZ aufmerksam gemacht hat. Das ist der gewaltige stratigraphische Wechsel, der sich, zu einem grossen Teil im Streichen, innerhalb der westlichen Südalpen, vom Comersee zur Sesia, und vor allem zwischen dem Tessin und der Sesia vollzieht, und zwar im Sinne einer höchst auffallenden *Verkümmерung der südalpinen Schichtreihe*. Diese südalpine Schichtfolge – die noch am Comersee, im Grigna-Bezirk, eine Trias von weit über 3500 m Mächtigkeit umfasste, davon allein mindestens 1200 m auf die ladinischen Serien der Esino-Stufe entfallen oder rund 1000 m auf den Hauptdolomit, mehr als 500 m auf das Rhät, vom mächtigen Verrucano/Servino zwischen Comersee und Val Camonica ganz zu schweigen, und des weiteren ganz abgesehen von den stellenweise bis 1000 m mächtigen Jura-Serien der Alta Brianza und des Generoso-Gebietes, oder der Kreide der niederen Brianza bis hinein in die Breggiaschlucht – verliert vor allem vom Liganeser-Querschnitt nach Westen immer mehr an Bedeutung und auch an innerer Gliederung.

Im Querschnitt des Ligerersees beträgt die maximale Mächtigkeit der gesamten südalpinen Trias im San Giorgio-Gebiet, nach den Untersuchungen von FRAUENFELDER und SENN, noch 1300 m, d. h. nur noch etwas mehr als ein Drittel der am Comersee festgestellten Triasmächtigkeit: der Hauptdolomit ist auf maximal 400, das Ladin auf wenig über 600, das Rhät überhaupt auf Null zurückgegangen. Aber von da nach Westen reduziert sich die südalpine Trias weiterhin: am Poncione di Ganna schrumpfen die anisisch-ladinischen Stufen auf 400–500 m zusammen, und in der Nudo-Kette geht der anisisch-ladinische sogenannte „untere“ Dolomit bis auf 400 m, der Hauptdolomit sogar bis auf 150 m zurück. Am Campo dei Fiori misst der Hauptdolomit nach DE SITTER nur mehr etwa 150 m und die gesamte dolomitische Trias zwischen Anis und Hauptdolomit bloss noch 900 m. (Vergl. dazu Tafel VIII.)

Über den Langensee schwinden die Mächtigkeiten der südalpinen Trias der insubrischen Antiklinalzone weiterhin. Am Monte Fenera reduziert sich die zum Teil auffallend stark brecciös entwickelte Triasserie nach RASETTI u. a. auf weniger als 300 m über einem schmalen, aber deutlichen Verrucanoband und unsicherem, zum Teil tuffhaltigem Muschelkalk, der schon von STOPPANI mit den Varenna-Kalken verglichen worden ist. In diesem Falle würde wohl der darüberfolgende Diploporendolomit des Monfenera dem Salvatore- resp. dem Schlerndolomit des Liganese

entsprechen und normal von den zwar häufig fehlenden „calcari variegati“ als möglicherweise Raiblerspuren überlagert erscheinen. Da weiterhin sofort über diesem Horizont oder dem basalen Dolomit die roten Lias-Sandsteine und sofort über denselben der fossilführende Mittel-Lias der Charmouth-Stufe folgen, so würde in diesem Falle der gesamte Hauptdolomit hier überhaupt fehlen. Möglicherweise aber beginnt die Monfenera-Trias auch erst mit einer Raiblerbasis und fehlt umgekehrt die tiefere Trias, was zwar bedeutend weniger wahrscheinlich erscheint. Auf jeden Fall aber ist die *Gesamt-Trias des Monte Fènera nur äusserst lückenhaft* entwickelt und wird ohne Zwischenschaltung von Rhät direkt vom basalen Lias transgrediert. Derselbe beginnt mit durchaus auffallenden roten Sandsteinen, die neben Spongienresten hauptsächlich aus dem Detritus einer in der Nachbarschaft gelegenen alten Kristallin- oder Porphyrschwelle bestehen und vielfach in regelrechte Konglomerate und Breccien übergehen; bei *Gozzano*, am Südende des Lago d'Orta, transgrediert überhaupt schon der mittlere Lias, und zwar das Domérien, mit Porphyrgerölle ganz direkt auf der Porphyroformation. Analoge Porphyrgerölle sind von LEUZINGER aber sogar noch aus dem Drau-Zug der Val Cuvia, und zwar bis zu Faustgrösse, namhaft gemacht worden. Die Hauptmasse des Lias des Monfenera ist ihrerseits in geringem Masse brecciös entwickelt, allerdings neben gewöhnlichen Kiesel- und Sandkalken; eine Tendenz, die sich übrigens schon im Lias von Reno am Ostufer des Langensees ankündigt. Daneben fallen im Dach des Monfenera-Lias schwarze Schiefer mit Fucoiden auf, die, auch mit ihrer leichten Spaltbarkeit, schon an die „Schistes ardoisiers“ der Préalpen erinnern. Des weiteren suchen wir nun aber westlich der Furche des Langensees vergebens nach irgendwelchen sicheren Spuren jüngerer Horizonte, Vertretern etwa des sicheren Doggers, des Malm oder der noch im westlichen Varesotto so deutlich und klar entwickelten Kreide, so dass schliesslich die ganze südalpine Schichtfolge im östlichen Piemont sich auf Porphyrr, Verrucano, spärliche, höchst lückenhafte Trias und neritischen, zum Teil stark sandigen, kieseligen und auch brecciösen Lias beschränkt.

Diese stratigraphischen Daten weisen nun meiner Meinung nach ganz bestimmt auf eine gegenüber den östlicheren lombardischen Gebieten weit stärkere Deformationsbereitschaft der westlichen Südalpen-Scholle hin, die schon recht früh, d. h. mindestens vom oberen Hauptdolomit an, die Ausbildung mächtiger geantiklinaler Schwellenzenen erlaubte und damit schon zu Beginn der alpinen Zusammenschübe weitgehende Reduktionen der hier an sich schon nur kümmerlich ausgebildeten südalpinen Trias und schliesslich sogar die Transgression des mittleren Lias stellenweise bis auf den Porphyrr hinab ermöglichte. Diese leichtere Deformierbarkeit der westlichen Südalpen-Scholle gegenüber den östlichen Gebieten weist somit ganz direkt auf geringere Krustendicke des älteren Untergrundes hin und kann dazu auch als Anzeichen einer gewissen Verschwächung infolge geringerer Schollenbreite aufgefasst werden. Da nun nachgewiesenermassen das Element der insubrischen Antiklinale, auf welchem westlich des Tessiner-Abschnittes diese auffallenden Anzeichen vermehrter Krustenschwäche sich geltend machen, in engster und ganz direkter Verbindung mit der Wurzel der oberostalpinen Decke steht, so dürfte damit theoretisch im Gebiete der tiroliden Schubmasse unter Umständen wohl ein durchaus ähnliches Phänomen von tiefgreifenden Faziesveränderungen im Streichen angenommen werden. Es könnte sein, dass mit stärker sich fühlbar machendem westlichem Ausspitzen die Tiroliden-Scholle für embryonale Schubimpulse sich empfänglicher gezeigt hätte als in den breiteren Schollenzenen der Rätischen und der Ostalpen, und dass wir somit ohne weiteres einen den südalpinen Faziesveränderungen zwischen Comersee und Sesia durchaus entsprechenden *Fazieswechsel* auch im westlichen Fortstreichen der nördlichen Kalkalpen annehmen dürften;

in dem Sinne etwa: dass, wie in den Südalpen, auch in der westlichen Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen, d. h. im westlichen, heute längst in die Molasse abgetragenen Rücken der Silvretta-Decke, die Trias gegen Westen immer stärker verarmen und an Mächtigkeit verlieren würde; dass weiter vom unteren Jura an vor weit mächtigeren und vor allem auch mobileren Schwellenzonen als jenen des tiroliden Ostens viel grossartigere Breccien-Schüttungen in die vorgelagerten Trogräume oder in zufolge der zunehmenden Krustendünne sich recht rasch von Schwellen in Troggebiete wandelnde ältere Schwellenzonen stattfanden; dass gegen Westen hin weiter, statt der kontinuierlichen oder fast kontinuierlichen Sedimentation vom Lias bis in die Radiolarite und das Neokom, ja in die Couches rouges hinein, immer grössere Schichtlücken im oberostalpinen Kalkalpenraum sich einstellten, dass statt der Radiolarite und Aptychenkalke sich grobe Breccien bildeten, vom Typus der Falknis- oder der Sasselbo-Breccien; dass das Neokom weitgehend unterdrückt wurde und schliesslich die Oberkreide, vielleicht wohl stellenweise noch in Couches rouges-, am ehesten aber in gosau-artiger Flyschfazies, manchenorts direkt dem Oberjura auflag, und ähnliche Dinge mehr. Ja, es könnte unter Umständen bei der alpinen Embryonal-Deformation eines solchermassen geschwächten westtiroliden Schollenkeiles lokal sogar auch noch zur Intrusion und Effusion von Ophiolithmassen gekommen sein.

Diese Dinge mögen manchem zu „genau“ eingestellten Skeptiker, der vielleicht lieber das Hauptproblem der westlichen Südalpen in einer möglichst weitgehenden Konstruktion unmöglich macht, weil den Grundzug der südalpinen Tektonik durchaus verfälschender Bruchfelder, etwa vom Typus jener des Basler Tafeljura sehen möchte, als reine Phantasieprodukte erscheinen. Es könnte aber durchaus sein, dass solche westliche, stratigraphisch durchaus im Sinne der eben angeführten südalpinen Faziesveränderungen modifizierte Äquivalente der nördlichen Kalkalpen, als westliche Fortsetzung der kalkalpinen Randzone der Silvretta-Decke doch ganz konkret vorhanden wären und dass es vielleicht immerhin der Mühe wert erscheint, diesen Dingen doch etwas näher auf den Grund zu gehen. Denn es scheint, gerade nach den verschiedenen Untersuchungen der letzten Jahre, von SCHROEDER über CAMPANA zu K. ARBENZ, nun doch durchaus möglich, dass dieser Fall in der Breccien-Decke der Préalpes Romandes und des Chablais recht real verwirklicht vorläge. Wie bekannt, ist das Problem der wirklichen tektonischen Stellung der *Breccien-Decke* innerhalb der Deckentrilogie der exotischen Massen der Préalpes immer noch und immer wieder in vermehrtem Fluss, und die Frage, welches die wirkliche, effektiv und tatsächlich zutreffende primäre Deckenfolge über der Klippen-Decke der Préalpes médianes sei, ist bis heute noch nicht ganz eindeutig in einem völlig gesicherten und bestimmten Sinne entschieden. Ich kann im Rahmen dieser südalpinen Arbeit selbstredend nicht auf alle die schwierigen und naturgemäß auch recht weitläufigen Probleme dieser préalpinen Angelegenheiten eintreten, sondern glaube nur mit einigen wenigen Hinweisen nützlich sein zu können.

Sulzfluh, Klippen und Préalpes médianes dürften heute wohl definitiv als nunmehr an der Alpenfront gelegene, von höheren Decken vorgesetzte Elemente der unterostalpinen Stamm-Masse des Bernina/Dent Blanche-Systems aufzufassen sein. Ich habe erst vor kurzem, ausgehend von den faziellen Verhältnissen des Oberengadins, diesen auch tektonisch einzige möglichen Zusammenhang erneut mit allem Nachdruck verfochten. In gewissen Gebieten der Préalpes aber liegt die Simmen-Decke, als ursprünglich für die höchste préalpine Einheit gehaltene Schubmasse – in Wirklichkeit sind es über weiteste Strecken heute aber nur mehr relativ geringfügige Reste, im Gesamtbau der Préalpes Romandes betrachtet – ohne jede

Zwischenschaltung irgend einer Spur der Breccien-Decke, auch ohne Anzeichen irgendwelcher anlässlich der Überschiebung der Simmen-Decke vorgescherter Reste derselben, ganz direkt der Klippen-Decke auf und sind die beidseitigen Flysch-Serien von Klippen- und Simmen-Decke wenigstens äusserlich oft nur recht schwer voneinander zu trennen. Kein einziges, durch die modernen Untersuchungen der letzten Jahre völlig gesichertes Vorkommen der Simmen-Decke liegt wirklich und klar der sicheren Breccien-Decke mit abnormalen Kontakten auf, und die bisher stets gleichfalls zur Simmen-Decke gerechneten Vorkommen der verschiedenen Eruptivgesteine und Tuffe des Plateaus von Les Gets und des Hornfliuggebietes sind nach den übereinstimmenden Ergebnissen von SCHROEDER, VUAGNAT und K. ARBENZ nunmehr als blosse primäre Beigaben – vorwiegend granitische, exotische Blöcke, basische Laven und Tuffe oder regelrechte Lagergänge – im Flysch der Breccien-Decke aufzufassen. Schon seit langem ist übrigens gerade das Gebiet von Les Gets wegen des Fehlens einer richtigen, Radiolarite, Aptychenkalke und Cenomanflysch führenden echten Simmen-Serie gegenüber den Bezirken der eigentlichen Simmen-Decke im Norden der Rhône aufgefallen – schon im „Bau der Alpen“ wurde übrigens eine weitere Aufteilung der Simmen-Decke postuliert – und diese Gegensätzlichkeit zwischen echter Simmen-Schichtreihe und der Flyschserie der Breccien-Decke wird gerade beidseits Zweisimmen noch viel schärfer, wo diese beiden Komplexe nur wenige Kilometer voneinander liegen. Sämtliche heute bekannten und tatsächlich als solche stratigraphisch und tektonisch genügend gesicherten Vorkommen der wirklichen Simmen-Decke liegen nach den neueren Untersuchungen, und zwar in den Préalpes Romandes und im Chablais, erst und zum Teil weit ausserhalb der Breccienfront direkt dem jüngsten Flysch der Klippen-Decke auf und sind im besonderen auf die tiefen Muldenzüge innerhalb der préalpinen Klippen-Serie beidseits der Gastlosen-Kette und im Tale von Ayerne, im Chablais auf die Synklinale des Col de Queffait, beschränkt; dafür aber erscheinen Elemente der Simmen-Decke nach CAMPANA, RABOWSKY, JACCARD und TSCHACHTLI, und neuerdings auch von K. ARBENZ bestätigt, zwischen Saanen und Zweisimmen sogar noch deutlich unter dem äussersten Frontallappen der Breccien-Decke in einem langen Streifen fensterförmig aufgeschlossen.

Es entsteht so heute der klare Eindruck, die Breccien-Decke hätte zunächst einmal auf die von ihr ja mit aller Sicherheit überfahrenen südlichen Klippen-elemente als eigentlicher *traîneau écraseur* gewirkt; dann aber auch, gewissermassen nebenbei, die fremden Elemente der Klippen-Decke tektonisch bereits aufgelagerten Simmen-Serie von der südlichen Klippen-Decke abgesichert und an der Front der Breccien-Decke, ausnahmslos in tiefen Synklinalen der nördlichen Klippen-Decke noch erhalten, angehäuft. Daher würde die Klippen-Decke im angetroffenen Ausmass in ihren südlichen Teilen so verwalzt, in ihren nördlichen Teilen aber derart gewaltig angehäuft worden sein, und darum wären Reste der Simmen-Decke nie unter dem Wurzelrand der Breccien-Decke, wo ja, besonders im Chablais, über weiteste Strecken sogar jede Spur der inneren Teile einer Klippen-Decke fehlt, gefunden worden. Die Breccien-Decke scheint damit heute tatsächlich die höchste tektonische Einheit der Préalpes darzustellen. Eine Ansicht, die sich völlig mit den bereits vor Jahren geäusserten von SCHROEDER und CAMPANA deckt, und die, mit einiger Reserve zwar noch, neuerdings auch von LUGEON und GAGNEBIN geteilt worden ist.

Die *Simmen-Decke* in ihrer heutigen Form besteht aber nur aus dem jüngsten abgesicherten Schichtstoss einer heute im Westen völlig verschwundenen Einheit, deren ältere Schichtglieder bedeutend weiter gebirgseinwärts zurückgeblieben und im schweizerischen Westen schon längst abgetragen sind. Ich habe vor Jahren

schon gezeigt, dass, in Übereinstimmung mit den stratigraphischen Ergebnissen A. JEANNETS, die Heimat der Simmen-Decke wohl am ehesten entweder im Gebiet der noch mittelostalpinen Quatervals-Zone oder aber im Bezirk der bereits oberostalpinen, aber immer noch subsilvrettiden Reste der Scarl-Decke oder der Rothorn-Schuppen oder der Aroser-Dolomiten, sicher aber vor, resp. unter der Front der eigentlichen Lechtal-Decke gesucht werden müsse. An die Simmen-Decke muss nun aber, nach dem ganzen höchst charakteristischen Gehalt der Mocausa-Konglomerate an Radiolarit-Schutt, während der Kreidezeit im Süden eine mächtige, zu einem guten Teil noch aus Radiolarit bestehende Schwelle angeschlossen haben, von der aus überhaupt erst die massenhaften Radiolaritkomponenten des Mocausa-Konglomerates in den damaligen Trog Raum der Simmen-Decken-Embryonalanlage geschüttet werden konnten.

Es muss somit in jedem Falle südlich an die heutigen Simmendecken-Reste noch ein weiterer Radiolarit-Raum sich angeschlossen haben, der aber bereits zur Zeit der mittleren Kreide zur gerölliefernden Schwelle emporgestiegen war und im Cenoman besonders das Radiolaritmaterial für die Mocausa-Konglomerate abgab. Diese Schwelle muss, gemäss dem massenhaften Vorkommen der Mocausakonglomerat-Gerölle in der Rigi-Nagelfluh und sogar bis hinüber an den Sommersberg südlich des Gábris, eine ganz beträchtliche Längserstreckung und weit durchgehenden Charakter gezeigt haben. Wir erfahren also aus dem Mocausa-Konglomerat und vor allem aus dessen weiter Verbreitung in den Molasse-Nagelfluhen der Zentral- und Ostschweiz, dass in der mittleren Kreide aus einem alten Radiolarit-Trog schon eine gerölliefernde mächtige Schwellenzone aufgestiegen ist, die praktisch von der Rhone bis zum Bodenseegebiet sich als Geröll-Lieferantin kundgibt. Ein solcher relativ rascher Rollenwechsel aber, von altem Trog noch an der Wende Malm/Kreide, zu junger Schwelle bereits vor dem Cenoman, dazu über derart weite Längserstreckung hin – die „Mocausa“ liefernde Schwelle hat als solche zwischen Rhone und Rhein auf mindestens 200 km Länge im Prinzip als solche durchgehalten – ist aber, ganz analog den Verhältnissen in der Saluver-Zone vor der Front der Julier/Bernina-Decke, meiner Ansicht nach nur denkbar vor der Front einer mächtigen und kraftvoll nachrückenden, abermals höheren Einheit noch innererer Herkunft, und das muss nun wohl in diesem Falle, nach allem, was wir heute über den so auffälligen und grossartigen Fazieswechsel innerhalb der Süd-alpen zwischen Comersee und Sesia, und die vermutliche Heimat der Simmen-Decke wissen, die von Süden her anrückende westliche Silvretta-Decke in Form einer embryonalen Anlage der Breccien-Decke gewesen sein.

Die *Breccien-Decke* würde auf solche Art als – faziell im Sinne der westlichen Südalphenerfahrungen modifizierter – westlichster Abschnitt der Tiroliden-Front der nördlichen Kalkalpen erscheinen, als eine durch Erosion über den zentralen Schweizer Alpen schon längst abgetragene, und nur im Simmental, an der Saane und vor allem im Chablais noch erhalten gebliebene *westliche Fortsetzung des kalkalpinen Rhätikon*. Damit würde auch die Rolle der Breccien-Decke als grossartiger traîneau écraseur gegenüber der Simmen- und der Klippen-Decke ohne weiteres verständlich. Die Breccien-Decke hätte ganz einfach als oberostalpiner traîneau écraseur, zum Teil vielleicht sogar in einer Art von Relief-Überschiebung, die grisoniden und die tieferen Glieder der Préalpes überfahren und ausgewalzt, dafür vor ihrer Front besonders gehäuft; genau wie in Bünden die Silvretta-Decke die tieferen Elemente der Aroser-Schuppenzone, der Sulzfluh und des Falknis miss-handelt hat.

Damit erscheint heute ein ganz direkter *tektonischer Zusammenhang zwischen Breccien-Decke und dem kalkalpinen Rhätikon* der Silvretta-Masse durch eine Un-

menge von neuen Tatsachen in weitgehendem Ausmass erwiesen. Aber diese These, die zunächst, nur vom lokalen Standpunkt der faziellen Verhältnisse im Rhätikon und in der Breccien-Decke der Westschweiz aus betrachtet, gerade nach den neueren faziellen Untersuchungen auf der Nordabdachung der Alpen so verblüffend und unwahrscheinlich wirkt, ist durchaus nicht neu, sondern schliesst nur wieder an die ersten zu Beginn der alpinen Deckenerkenntnis geäusserten Anschauungen von LUGEON an. LUGEONS wahrhaftig prophetischer Satz auf p. 800 seiner klassischen «Grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse»: – «La nappe du Rhaeticon représente, au point de vue tectonique, la nappe de la brèche du Chablais», hat sich nach langen Irrwegen, auf denen auch SCHROEDER noch vor wenigen Jahren herumgestolpert ist, erneut als zutreffend erwiesen und erscheint heute in grossartiger und unerwarteter Weise ganz direkt bestätigt. Und unter diesen Umständen taucht bereits die weitere Frage auf, ob nicht Falknis und Sulzfluh beide zusammen der Klippen-Decke der Préalpes entsprechen, und ob die in den letzten Jahren durch LUGEON und GAGNEBIN so stark betonte Aufteilung der letzteren in eine äussere „zone plastique“ und eine innere „zone rigide“ im Grunde genommen nicht das ganz direkte Abbild des Falknis/Sulzfluh-Deckenpaars in der Westschweiz darstellen könnte. Auch im Rhätikon steht ja der steifen südlicheren Platte der Sulzfluh das weit plastischere Faltenpaket des Falknis gegenüber. Nähtere Vergleiche dürften daher gerade hier noch zu manchen interessanten Ergebnissen führen, und nicht zuletzt auch in den kristallinen Kernregionen dieser préalpinen Einheiten, im Wallis und im Engadin.

Als fazielles Argument gegen eine Einordnung der Breccien-Decke in den westlichen oberostalpinen Raum könnte hingegen vielleicht die Existenz von Radiolariten und Majolica noch im Bereich der Salvatore-Mulde am Langensee angesprochen werden. Ich glaube jedoch nicht, dass ein solcher Einwand wirklich stichhaltig wäre. Denn einmal wäre das Wurzelgebiet der westschweizerischen Breccien-Decke erst südlich der Ivrea-Zone im Raume zwischen Biella und Levone zu suchen, somit noch immer über 50 km im Streichen von den letzten Radiolariten von Caravate entfernt, und dann ist natürlich auch noch keineswegs gesagt, dass in der südwestlich Biella unter der Po-Ebene anzunehmenden Breccien-Decken-Wurzel nicht doch auch noch Radiolarit und Majolica wirklich vorkommen könnten. So gut wie in der grisoniden Wurzel des Canavese.

Erscheint somit heute der direkte Zusammenhang der Breccien-Decke mit der tiroliden Hauptmasse der Ostalpen durchaus gesichert, so bleiben doch auch eine Reihe von Dingen gerade im Gebiete der Breccien-Decke des Chablais noch weiter abzuklären. Dies betrifft vor allem die näheren Beziehungen der sogenannten „Simmendecken“-Reste des *Plateaus von Les Gets* zu den unzweifelhaften Elementen der wirklichen Breccien-Decke, die mir durchaus noch nicht genügend gesichert erscheinen. Denn dieselben könnten unter Umständen über der modifizierten Kalkalpen-Serie der Breccien-Decke doch noch ein etwas höheres tektonisches Element darstellen oder ein solches aus faziellen Gründen, gemäss der Zusammensetzung des Brecciedecken-Flysches – man denke nur an die auffallenden exotischen Granitblöcke – zum mindesten verlangen; aber alle diese Fragen müssen nun einmal im Gesamtzusammenhang durchstudiert und zugleich noch viel genauer als bisher mit den oberostalpinen und südalpinen Tatsachen verglichen werden. Wobei auch die engen faziellen und tektonischen Beziehungen zu den Liguriden des Apennins, und zwar bis hinab in die römische Vulkanprovinz, noch näher zu berücksichtigen wären, auf die – ganz abgesehen von der alten These Steinmanns, dass diese Liguriden eine Fortsetzung der einstigen „Rhätischen Decke“ der Alpen seien –, in neuem Zusammenhange auch meinerseits bereits seit 1932 immer

wieder hingewiesen worden ist. Ausblicke in dieser Richtung ergeben sich bereits heute; es wird aber für die wirkliche Erkenntnis aller dieser Zusammenhänge unbedingt notwendig sein, zunächst den Bau und den Zusammenhang der verschiedenen Ketten des Apennins abermals genauer zu überprüfen, denn es ergeben sich gerade nach der hier eben vorgetragenen These von der oberostalpinen Natur der Breccientecke durchaus neue Gesichtspunkte auch für die tektonische Auffassung dieses Hauptgebirges Italiens. Im Rahmen dieser den eigentlichen Südalpen gewidmeten Arbeit kann jedoch unmöglich schon näher auf diese Dinge eingegangen werden.

Nur auf wenige Probleme und Möglichkeiten sei hier, vorgängig einer auch den näheren *Beziehungen zwischen Alpen und Apennin* gewidmeten, in Vorbereitung befindlichen abermaligen Studie über Bau und Entstehung des Apennins, ganz kurz hingewiesen.

Im Querschnitt der Schweizeralpen gliedert sich der Raum zwischen Südalpen und Penninikum bekanntlich in grisonide und tirolide Anteile, die einander weitgehend deckenförmig überlagern. Die ersten nehmen dabei gegen Westen an Bedeutung zu, die letzteren schwächen in derselben Richtung jedoch deutlich ab. Wie steht es mit diesen Dingen nun im *Apennin*? Was ist dort grisonid, was tiolid, mit anderen Worten wo liegt im Apennin eine Fortsetzung der betreffenden Sedimentationsräume und damit der tektonischen Zonen der Alpen? Bedeutet die an sich bestimmt generell ostalpine „Serie von Spezia“ eine südliche, faziell zwar beträchtlich abgewandelte Provinz des grisoniden oder des tioliden Raumes, sind die kretazischen und zum Teil auch noch jüngeren Ophiolithe der Liguriden, mit ihren Radiolariten, ihrem Biancone, ihrem Oberkreide-Flysch, den berühmten Argille scagliose, und ihren basalen Granitspänen, zum Teil wenigstens südliche Äquivalente der Breccien-Decke der Alpen, wo steuert die grosse zentralpannonische Schwellenzone gen Süden hin, und gibt es überhaupt hier noch eine solche? Bilden die bis heute zu der Liguriden-Einheit zusammengefassten vielen Einzelschollen von Ophiolithen im nördlichen Apennin wirklich eine einzige durchgehende, aber mechanisch so schwer vorstellbare geschlossene Schubmasse im Sinne einer gewaltigen Abscherungsdecke, und wie stellen sich die Beziehungen zwischen den liguriden Graniten im Apennin und jenen des Plateaus von Les Gets und des Canavese in den Alpen?

Die Dinge liegen auf jeden Fall um vieles komplizierter als man sich bisher vorzustellen wagte, und sind auch durch die schon im „Bau der Alpen“ von mir postulierte *nachträgliche Verbiegung der ursprünglichen Kettenachsen* –, im Sinne eines Vordrückens des ligurischen Abschnittes gegen die Po-Ebene und einer damit verbundenen spät-orogenen nachträglichen Verengerung des westpadanischen Raumes, veranlasst durch einen späten Separatvorstoss der korso-sardischen Masse vor der Front des Balearen-Bogens – noch weiter verschleiert worden. Die Liguriden müssen auf jeden Fall nicht samt und sonders einer einzigen Trogzone entstammen und könnten in ihren östlichen, besonders emilianischen und romagnolischen Teilen beispielsweise bereits adriatiden Ursprungs und damit nördliche Ausläufer der Molise-Zone Unter-Italiens sein. Die alte pannonische Schwellenzone scheint zwischen Spezia und Modena am Passo del Cerreto durch die lückenhafte Schichtreihe an der Basis des Hochapennin angedeutet, die Serie von Spezia entspricht, gemäss ihrer Position gegenüber der Serie von Sestri, vielleicht schon einem nach der besonderen Achsenerhebung im Raume der Breccien-Decke neu und etwas anders wieder eingesetzenden nordtiroliden Raum in abgeschwächter Form, die westlichen, d. h. die toskanisch/ligurischen wirklichen Liguriden mögen aus dem Untergrund im Osten der tyrrhenischen, vielleicht besser der römischen Zwischengebirgsmasse, durch

Abscherung über ihre westliche „tirolide“ Nachbarschaft vorgestossen worden sein, vor dem Vorschub der westumbrischen Elemente. *Die südalpinen Einheiten der Alpen werden auf jeden Fall, schon von Turin an, vom padanischen Apenninrand irgendwie schief abgeschnitten resp. in einer orogenen Spätphase nordwärts überfahren und steigen erst in Umbrien und den Abruzzen unter den Flysch- und Molassebildung des zentralen Hochapennins wieder auf.* Dabei wird von Interesse die schon Argille scagliose führende Sedimentserie des Monte Cetona, die südwärts direkt in die römische Vulkanprovinz hineinstreicht, aber auch der Bau der Berge um Gubbio.

Alle diese Dinge sind, ganz abgesehen vom konkreten Bau des Apennins, natürlich von grösstem Interesse in bezug auf die Zusammenhänge von Alpen und Apennin, sie können aber nur im Rahmen neuer grundlegender Apennin-Arbeiten und gestützt auf die jüngsten modernen Aufnahmen in jener Kette, einer Lösung entgegengeführt werden. Deswegen kehren wir nach diesem weitabschweifenden Exkurs vorderhand wieder zurück in die südlichen Alpen und freuen uns nur, dass der dort seit alter Zeit schon bekannte, im Gebirgsstreichen sich vollziehende Fazieswechsel in den westlichen Südalpen, wie er sich zwischen Comersee und Sesia so auffallend kundgibt, nun das Tor auch für ein besseres Verständnis der Breccien-Decke der Préalpes geöffnet zu haben scheint, und dass sich aus diesen Dingen weitere interessante Perspektiven auch für die Deutung des Apennins ergeben haben. Denn wenn alle diese hier erstmals vermittelten und als solche sogar direkt postulierten Zusammenhänge auch nur einigermassen zutreffen, so ergibt sich ganz klar, dass das vor 15 Jahren schon aus dem Bau der westlichen Ostalpen allgemein abgeleitete westliche Auskeilen der pannonischen Scholle im Raume westlich der Sesia und Ivrea, d. h. schon im nördlichen und im angrenzenden westlichen Piemont ohne weiteres zutreffen kann, und zwar um so mehr, als Anzeichen für ein solches westliches Ausspitzen der pannonischen Scholle sich ja in dem beschriebenen Fazieswechsel innerhalb der südalpinen Schichtreihe schon vom Tessin an ganz deutlich und sogar scharf bemerkbar machen. Wirklich pannonische Elemente sind daher im Apennin vorderhand nur mit grosser Vorsicht zu postulieren, aber es scheint doch, dass vom Piemont gegen Süden ein der pannonischen Scholle durchaus und vielleicht ganz direkt entsprechendes Element sich wieder einstellen könnte. Mit einer „zentralalpin“-pannonischen Schwelle im Gebiete des Hochapennins, vom Passo del Cerreto gegen Süden, mit einem gegen das korsische Vorland zu gelegenen sog. „externen“ Schelf in der Serie von Spezia und einem gegen den eigentlichen Liguridentrog ostwärts absinkenden „internen“ Schelf im Raume der östlichsten Toskaniden. Gegen Süden erweitern sich diese „tiroliden“ Elemente dann zum römischen Zwischengebirge, an das von Osten her die inneren, heute sabinischen Ketten des umbrischen Apenninen-Segmentes als eine eigentliche *Westfront des Italiden-Stammes*andrängen, als Äquivalente der norddinarischen und lombardischen Züge der Südalpen. Und wenn diese *sabinischen Elemente* gerade im Osten von Rom – so im besonderen um Tivoli, bei San Polo dei Cavalieri, Palombara, Sant'Angelo Romano, aber auch in den Ketten des Soratte und von Narni oder am Austritt der Via Salaria in die Campagna oder sogar noch südlich des Monte Albano zwischen Velletri und Artena am Nordende der Monti Lepini und weiterhin gegen Süden – über grosse Strecken scharf *westwärts* gegen die eigentliche engere römische Campagna bewegt erscheinen, somit gegen die letzte in Italien noch eben knapp erkennbare Fortsetzung der Zentralalpen in den gegen Rom hin südwärts niedersinkenden und an der römischen Küste das Meer erreichenden südlichsten Tuskiden-Zügen, und keineswegs etwa einfach bloss „dinarische“ Schubrichtung gegen die Adria erkennen lassen, so beobachten wir damit nur durchaus ähnliches wie in den nord-dinarischen Zügen der Ber-

gamasker Alpen oder an der Fella-Linie der Carnia. Doch lassen wir nun all diese Ausblicke in weitabgelegene Gebiete und kehren wir wieder zurück in die westlichen Südalpen als den Ausgangspunkt unseres Exkurses. Dort haben wir zunächst einmal vor allem noch die östlichen Teile der Salvatore-Mulde weiter zu behandeln.

Neuerdings hat DE SITTER, im Gegensatz zur gutdokumentierten Ansicht LEUZINGER's die Mulde von Ardena-Val Cuvia als nicht zur Salvatore-Mulde gehörig betrachtet und die Fortsetzung der letzteren im Gegenteil viel weiter nördlich, d. h. am Monte Caslano gesucht. Das ist eine unmögliche Auffassung, die weiterer Betrachtung bedarf.

Sicher steht, dass der Gewölbekern der Porphyrrformation des Pianbello mit-samt deren kristallinem Unterbau in die San Salvatore-Halbinsel fortsetzt und dass damit auch deren Nordgrenze als solche von Brusimpiano gegen Carona und Ciona weiter zieht. An diesem Zusammenhang ist gar nicht zu zweifeln und auch nie im Ernst je gezweifelt worden. Desgleichen setzt aber auch der Südflügel der Malm/Kreide-Mulde von Lavena ohne jeden Zweifel in die südlichen Teile der Dolomitmasse von Casora/Barbengo über, und zwar stets mit der gleichen, prinzipiell unter den Porphyraufbruch einschliessenden steilen Lagerung. Im Casora-Dolomit findet sich wenig südlich Barbengo eine deutliche Scherfläche, die im Tälchen zwischen Kirche und Dorf sich deutlich kundgibt. Dies ist der tiefe Schnitt zwischen Süd- und Nordschenkel der westlichen Salvatore-Mulde. Vom Salvatore selber zieht der Dolomit-Komplex der Mulde scharf südwestlich fast immer dem Rand des Porphyraufbruches entlang, und was jenseits des westlichen Armes des Luganersees am Monte Caslano an Trias und Verrucano/Servino erscheint, liegt in ganz anderer Lagerung, schon durchaus flach, beträchtlich im Norden des eigentlichen Salvatore-Casora-Keiles und seiner Fortsetzung gegen Ardena, Ghirla und Val Cuvia hin. Der Monte Caslano ist der Rest einer aus der steilgestellten Salvatore-Mulde relativ flach gegen Norden auf das Kristallin Gebirge von Lugano sich legenden eigenen allerdings weiter verbogenen Sedimentplatte, der im Südwesten von Ponte Tresa die durchaus gleichartig gebaute Platte des Monte la Nave, jenseits Val Cuvia jene des Pian Nave bestens entspricht, und deren östliche Fortsetzung über dem Kristallin von Agra schon längst abgewittert ist. Von da nach Osten aber kommen wir nun zum eigentlichen *San Salvatore*, dessen Innenbau, im Gegensatz zu den westlicheren Gebieten, infolge der massigen Ausbildung der Salvatore-Dolomite und des Fehlens jüngerer Horizonte, bedeutend schwerer zu beurteilen ist und der, ganz im Gegensatz zu den westlichen Gebieten, bisher immer als eine durchaus flache, nur seichtgründige, weit offene und breite, dafür aber von Brüchen stark durchsetzte einfache Mulde betrachtet zu werden pflegt.

Nord- und Südrand des San Salvatore haben wir bereits beschrieben, es sei hier nur noch einmal in aller Schärfe auf die steil unter die Porphyrrformation einschliessenden Dolomite des Südflügels der Mulde im Gebiete besonders zwischen Ciona und Grancia erinnert. Den flachen Muldenboden gemäss der alten Auffassung sieht man sicher nirgends, auch ist eben die Massigkeit der Salvatore-Dolomite einer näheren Analyse des Baues sehr hinderlich. Was mir nach vielen Beobachtungen, daneben auch nach der stereoskopischen Analyse von Flugbildern sicher zu stehen scheint, ist etwa folgendes:

Das allgemeine Muldenstreichen weist auf jeden Fall, in völliger Übereinstimmung mit dem nordöstlichen Streichen des Nordrandes des „Porphyraufbruches“, schief nordöstlich in den Porlezza-Arm des Luganersees hinaus. Der nördliche Teil des San Salvatore kann den Ansatz zu einer flacheren Mulde aufweisen, sowohl die Lagerung bei San Martino als auch das Vorkommen von Servino nördlich Carabbia deutet darauf hin; der ganze Süd- und Südostteil des Ber-

ges aber weist deutliche Anzeichen einer mit mehreren Muldenkeilen steil in die Tiefe gegen Südosten einschliessenden Dolomitmasse auf, die somit auch hier eine recht tiefe Trennung zwischen Luganeser Kristallingebirge und „Porphyraufbruch“ ergeben würde. Dieses Resultat deckt sich ausgezeichnet mit den isoklinalen und tief zwischen die Kristallinmassen versenkten Strukturen der westlichen Fortsetzung der Salvatore-Mulde bis hinüber an den Langensee, und diese Auffassung wird fernerhin auch gestützt durch die gegenüber einem ganz direkten Zusammenhang doch viel zu grossen Faziesdifferenzen zwischen der Salvatore-



± NW

± SE

Fig. 3. *Blick vom Pianbello nach Nordosten, Richtung Lugano.*

Im Mittelgrund der Westarm des Lagonersees, an dessen rechtem Ende die steilstehende Triaszone von Casora/Barbengo, senkrecht darüber der Monte San Salvatore; rechts davon das Porphyrgebiet von Ciona, links das Kristallin von Agra, dahinter die Berge von Val Solda; am Horizont in der Mitte das Kristallin des Seengebirges nördlich Val Colla. Die Verbindung Casora/Barbengo – Salvatore zeigt deutlich das nordöstliche Streichen der Salvatore-Mulde gegen Brè-Gandria hin.

und der San Giorgio-Trias. Diese Differenzen in Fazies und Mächtigkeiten, auf die FRAUENFELDER in erster Linie schon hingewiesen hat – es sei nur an den grossartigen Gegensatz zwischen dem Salvatore-Dolomit einerseits, der gegenüber demselben so viel aufgelösteren Ladin-Gliederung mit den unteren und oberen Meride-Kalken mit ihren reichen, vor allem durch B. PEYER hervorragend untersuchten Reptilienfaunen oder an das auf den San Giorgio beschränkte, von WIRZ entdeckte Vorkommen vulkanischer Tuffe andererseits erinnert – unterstützen die These einer ganz beträchtlichen Tiefe der Salvatore-Mulde auch am Lagonersee in sehr willkommener Weise. Erwähnt sei nochmals, dass im übrigen bereits BERNHARD STUDER vor fast 100 Jahren schon diese Dinge im Prinzip richtig gesehen und auch richtig dargestellt hat, und in dasselbe Bild fügen sich auch eine ganze Reihe von Beobachtungen ein, die schon FRAUENFELDER vor über 30 Jahren gemacht, leider aber nicht konsequent in ihrer tektonischen Bedeutung erkannt hat.

Dass endlich die im Ganzen so klar gegen Nordost streichenden, grösstenteils scharf isoklinal und steil in die Tiefe schiessenden Triasmassen des San Salvatore, besonders auf der Südseite des Berges, auch von schief zum allgemeinen Streichen verlaufenden steilen Brüchen durchschnitten werden, ändert nichts am prinzipiellen, eben dargelegten Baustil einer tiefgreifenden Salvatore-Mulde, sondern bleibt durchaus im Rahmen der auch sonst in der Salvatore-Mulde zwischen Val Ganna und dem Langensee beobachtbaren und durchaus natürlichen, im Gefolge der tangentialen Bewegungen in jeder Hinsicht verständlichen Zerhackung der gesamten Wurzelmulde und ihrer Nachbargebiete.

Damit fügt sich nun auch der Bau des eigentlichen San Salvatore harmonisch in den steilen Isoklinalbau seiner westlichen Fortsetzung ein. Es wäre wohl sehr merkwürdig gewesen, wenn dieser Salvatore-Zug auf über 25 km Länge einen isoklinalen Wurzelbau aufgewiesen hätte, von Laveno bis nach Barbengo hinüber, um dann in den letzten 2–3 km bis an den Ostabsturz des Salvatore in einer flachgründigen, nur mehr seichten Mulde zu enden. Nun wissen wir, dass dem nicht mehr so ist, sondern dass, von Laveno bis nach Lugano, der Salvatore-Zug stets als eine isoklinal gebaute und höchst komplexe Mulde unbekannter Tiefe erscheint, die als oberostalpiner Sedimentkeil nach dem Muster des ostalpinen Drau-Zuges das oberste ostalpine Kristallingebirge der Schweizer Alpen vom Element der insubrischen Antiklinale, d. h. der Front der eigentlichen Südalpen trennt. Der flachere Nordteil der Salvatore-Mulde, zwischen Carabbia und Pazzallo, von dem eben die Rede war, kann dabei sehr wohl bereits den Ansatz zum Aufstieg gegen eine östliche Fortsetzung der Platte des Monte Caslano bedeuten.

Bleibt die weitere *Fortsetzung der Salvatore-Mulde* jenseits des See-Armes von Lugano. Dort sind bisher stets die auffallenden Dolomitmassen nördlich *Campione* bis gegen *Cavallina* hin als die weitere und zwar ganz direkte Fortsetzung der Salvatore-Mulde betrachtet worden, indem man diese Dolomitmassen östlich des Sees ganz einfach als die normale östliche Fortsetzung der zur Hauptsache sicher ladinischen Salvatore-Dolomite deutete. Auch die neuesten Profile von F. WEBER und W. LEUPOLD basieren auf dieser Annahme. Daneben zeigt aber schon das alte Blatt XXIV nördlich Campione nicht nur ladinisch-anisischen sogenannten „unteren Dolomit“ des Muschelkalkes, sondern auch bunte Keupermergel der Raibler-Schichten und Hauptdolomit. Dasselbe zeigt auch die Karte von DOEGLAS und die scheinbar auf derselben basierende von DE SITTER sowie das neue Blatt Como der italienischen Landesaufnahme. Ich selber kann aus dieser Serie das Vorkommen von Buntsandstein, anischem Muschelkalk, ladinischen Dolomiten und Kalken, Raibler-Schichten und Hauptdolomit bestätigen, sehe aber die weiteren Zusammenhänge ganz wesentlich anders.

Meiner Ansicht nach erscheint es höchst zweifelhaft, dass die genannten *Triasmassen nördlich Campione* wirklich die streichende Fortsetzung der Salvatore-Mulde darstellen, und zwar aus folgenden Gründen:

Der steilgestellte Südrand der Salvatore-Mulde zielt, gemäss dem regelmässigen Streichen zwischen Casora, Ciona und dem Melide-Arm des Ceresio nördlich Alla Ferrera, klar und deutlich ganz beträchtlich nördlich der Campione-Felsen zum mindesten in den Porlezza-Arm des Laganersees hinüber. Sodann erscheinen die Dolomitmassen zwischen Campione und Cavallina nicht wie die des Salvatore tief synklinal neben den „Porphyraufbruch“ versenkt, sondern dieselben liegen der Porphyrrformation von Campione in relativ flacher bis mittelsteiler Platte auf: sie steigen über dem Porphyrr in die Höhe. Es müsste sich somit hier bereits um ein Stück triadischer Sedimentumhüllung der Porphyrmassen handeln, das bereits beträchtlich südlich resp. südöstlich an die eigentliche Salvatore-Mulde

anschlösse und nicht mehr oder nur mehr sehr bedingt zu derselben gezählt werden dürfte, vielmehr schon deutlich zur äusseren Gewölbe-Umhüllung der insubrischen Antiklinale gehört. Daneben fällt auf das Vorkommen des Servino an der Basis der Cavallina-Dolomite, und zwar in ganz beträchtlicher Mächtigkeit; ein Fall, der westlich Campione, d. h. am Südrand der eigentlichen Salvatore-Mulde, nur sehr selten vorkommt; so etwa nordöstlich unter Ciona und gegen Alla Ferrera hin, oder im Tobelbeginn der Val Mugera westlich Brusimpiano. In beiden Fällen scheint es sich dabei um deutlich roten Servino, ungefähr vom Charakter desjenigen von San Martino zu handeln; im Servino ob Alla Ferrera hat FRAUENFELDER auch Porphyrgesteine gefunden, RODE spricht von roten lehmigen Massen. Nördlich Campione aber zeigt der dortige Servino ein wesentlich anderes, vor allem viel blasseres Gesicht, und liegt zudem dieser Campione-Servino, als die klare Basis der Trias-Serie von Cavallina, keineswegs etwa normal der „Porphyroformation“ auf, sondern einem stellenweise wohl über 100 m mächtigen tieferen und durchaus ungegliederten Triasdolomit, den FRAUENFELDER zu Unrecht als abgesackt betrachtet hat. Erst dieser südlichste Dolomit scheint in „normalem“ Verbande mit der „Porphyroformation“ zu stehen, doch sind die wirklichen Kontakte mit derselben östlich Campione nicht aufgeschlossen und wo weiter östlich, etwa nördlich des Passes von San Vitale, das direkte Hangende der Porphyro-Formation wirklich erscheint, da handelt es sich wohl fast sicher bereits um höhere tektonische Elemente, d. h. die Basis der Generoso-Scholle.

Es zeigt sich somit, dass die bisher angenommene sogenannte „östliche Fortsetzung der Salvatore-Mulde“ in den Triasmassen von Campione-Cavallina gar nicht direkt dem Porphyrkern der insubrischen Antiklinale als dessen normale Sedimentbedeckung aufliegt, sondern dass diese Trias-Serien von Cavallina mit einer eigenen, auch faziell etwas besonderen Servino-Basis einem tieferen Dolomitkomplex aufgeschoben sind; erst dieser darf in das normale Dach der Porphyre gestellt werden.

Mit diesen Feststellungen, die sich übrigens generell mit den Darstellungen DE SITTERS und Blatt *Como* der italienischen Landesaufnahme decken, aber im Gegensatz stehen zu den WEBERSchen Profilen im Postführer für die Umgebung von Lugano, ist somit auf jeden Fall die Zugehörigkeit der Triasmassen von Cavallina zur Salvatore-Mulde stark erschüttert, und wir sind gezwungen, die Dinge wesentlich anders aufzufassen und nach neuen Lösungen zu suchen. Das führt uns aber sofort weiter zu den wichtigen Fragen am Ostrand des „Luganeser Porphyraufbruches“ überhaupt, vor allem zur Stellung der Generoso-Masse gegenüber demselben, dann zum Problem der berühmten Luganeser-Verwerfung, und längs derselben nordwärts schliesslich zur Frage nach der Stellung der Kalkalpen von Val Solda und Val Cavargna im südalpinen Bau.

## 5. Die Stellung der südlichen Kalkalpen des Luganese zum Porphyraufbruch und zum Salvatore-Zug.

Klar ist die Beziehung der südlichen Kalkalpen zum insubrischen Porphyrgewölbe und zur Salvatore-Mulde im Westen des breiten Talzuges Lugano-Mendrisio: die klassisch schöne Sedimentplatte des *Monte San Giorgio*-Poncione d'Arzo-Viggiù, im Westen jene des *Campo dei Fiori*-Kammes ob Varese, bildet ganz einfach den südlichen, relativ nur flach abfallenden Gewölbeschenkel des im übrigen gegen Norden, d. h. auf die Salvatore-Mulde zum mindesten überkippten, ja sogar eher steil aufgeschobenen Porphyraufbruches. Im Osten und im Westen, d. h. in der San Giorgio-Platte und im Gebiete des *Campo dei Fiori*, ist alles schön

und klar. Der insubrische Südschenkel sinkt einfach in mehreren Wellen ziemlich flach gegen die Po-Ebene resp. die vorgelagerte Molasse von Como und Varese ab, und das einzig Auffallende des Ostabschnittes ist neben dem merkwürdigen Hauptdolomitzug von Stabbio die dortige gipshaltige Therme, die beide darauf hinweisen, dass in jener Zone der insubrische Südschenkel der San Giorgio-Platte mit seiner Oberjura/Majolica/Scaglia- und sogar Oberkreideflysch-Bedeckung sehr deutlich unter diese Trias von Stabbio einschiesst, und dass dieselbe damit als ein im Grunde genommen neues und abermals südlicheres Element der tessinischen Kalkalpen von Süden her die San Giorgio-Platte an steiler, wurzelartig gestellter Schubbahn, längs welcher eben die Therme emporsteigt, überschiebt. Eine ähnliche Aufschiebung von Süden her hat seinerzeit SENN in kleinem Maßstabe bei Induno namhaft gemacht.

Es zeigen sich somit am Südrand der insubrischen Gewölbeschenkel-Platte deutliche Dokumente für einen *nach Norden* gerichteten *Aufschub* weit älterer Gesteine: Trias legt sich, nach dem Gipsgehalt der Therme von Stabbio zu schließen, in der Tiefe sicher mindestens noch mit Raibler-Schichten über den normalen Kreideflysch, d. h. das jüngste Schichtglied der San Giorgio-Platte. Dabei ist zu beachten, dass von Stabbio bis an die breite Talung von Capolago-Mendrisio heran das Streichen der jüngsten San Giorgio-Schichten stets ein klar nordöstliches bis ostnordöstliches ist, und zwar, bei durchaus saigerer Schichtstellung, bis zum letzten Majolica/Radiolaritaufschluss am Monte Oliveta nordöstlich Rancate. Knapp 1½ km östlich dieser letzten östlichsten Zeugen der zusammenhängenden San Giorgio-Platte aber liegt die Hauptdolomit-Basis des Generoso-Lias, in einer Position, die nach dem ganzen Streichen zwischen Gaggiolo an der Landesgrenze, Stabbio und Rancate, und auch gemäss der Distanz zwischen Trias und Biancone, in jeder Hinsicht einer nordöstlichen Fortsetzung der Trias von Stabbio entspricht. Mit dieser Auffassung steht auch die Faziesentwicklung des die Hauptdolomit-Rippe von Stabbio in der Gegend von Gaggiolo begleitenden Lias in gutem Einklang, der auffallenderweise in einem Gegensatz zur bunten Liasentwicklung in der San Giorgio/Arzo-Platte steht, dafür aber weit eher mit dem Generoso-Lias übereinstimmt.

Damit kommen wir zur *Generoso-Masse* selber und haben nach deren genauerer Stellung gegenüber ihrer Umgebung zu fragen. Zwei grundsätzlich voneinander verschiedene Auffassungen standen sich hier bisher gegenüber: nach der einen, älteren, sollte das Porphyrgebiet von Lugano-Val Ganna und das Kristallingebiet von Lugano selber, samt dem Salvatore-Zug, kurz, das ganze Gebirge westlich der Talfurche des Cassarate und des Laganersees bis hinab nach Capolago und Mendrisio, längs einer gewaltigen regelrechten Verwerfung, der sogenannten „*Luganeser-Hauptverwerfung*“, mit Sprunghöhen von 1000 m und mehr auf der Linie Castagnola-Melano nach Osten hin abgesunken sein, so dass heute über grösste Strecken direkt der tiefere Lias der Generoso-Masse und des Monte Brè, an wenigen Stellen auch noch höhere Teile der ursprünglichen Trias-Bedeckung der basalen Porphyroformation, in direktem steilem Bruchkontakt mit dem westlichen Porphyrgebirge, dem Salvatore-Zug und dem Luganeser-Kristallin stehen würden.

Diese beinahe senkrechte Bruchfläche, als Ausdruck einer grossen, die ganzen schweizerischen Südalpen radikal zerhackenden Verwerfung, wie sie in erster Linie, auffallenderweise erst zu Beginn dieses Jahrhunderts, von v. BISTRAM postuliert worden ist, existiert meines Erachtens nicht; auf jeden Fall nicht im bisher angenommenen Ausmass und als wirkliche und entscheidende Trennung zwischen westlichem und östlichem luganesischen Gebirge. Kleinere Vertikalverstellungen mögen

wohl vorkommen, wie vielenorts in den Südalen, sie sind neuerdings auch von L. VONDERSCHMIDT beschrieben worden; aber das grosse Hauptphänomen im fraglichen Grenzgebiet scheint mir zweifellos in einer echten *Überschiebung* zu liegen, an welcher *das östliche über das westliche Gebirge* in tangentialem Sinne bewegt worden ist. Auch VONDERSCHMIDT betrachtet nach verdankenswerter, freundlicher Mitteilung wenigstens die von FRAUENFELDER angenommene Blattverschiebung, die aber über grössere Strecken praktisch mit der Luganeser-Verwerfung zusammenfällt, als wirkliche Überschiebungsfläche. Nach meinen eigenen Beobachtungen, die zum Teil schon viele Jahre zurückliegen – ich sprach schon 1934 in meiner „Alpenmorphologie“ vom „Westrand der Generoso-Schuppen“ und von einem hier verlaufenden „Überschiebungsrand“ (p. 130, l. c.), – kommen wohl zwischen Melano und Rovio oder im Westen des Monte Brè steile Gleitflächen vor, und zwar zum Teil mit deutlich horizontal verlaufenden Rutschstreifen, die schon FRAUENFELDER gesehen hat, auch bei Caprino sind kleinere Vertikalverstellungen vorhanden, aber diese Dinge dürfen nicht zu einer 1000 m Sprunghöhe aufweisenden, grossartigen Luganeser-Verwerfung übersteigert werden, und der tektonische Hauptzug dieser Grenzzone zwischen Generoso-Scholle und dem westluganesischen Gebiet liegt ganz klar in einer grossen *Schubfläche* mit in erster und oft sogar ausschliesslicher Linie *horizontalen Bewegungsbildern*, die u. a. an der Strasse Arogno–Pugerna ganz unzweideutig aufgeschlossen sind. Die Generoso-Masse ist hier, und zwar sogar mit einer gegenüber der San Giorgio-Platte recht wesentlich anderen Faziesentwicklung, über das Ostende dieses Elementes, des weiteren über den Porphyraufbruch der insubrischen Antiklinale von Rovio/Arogno und schliesslich auch über die Salvatore-Mulde hinweggeschoben worden, und der gleiche, in erster Linie horizontale Bewegungssinn gibt sich auch in der sogenannten nördlichen Fortsetzung der „Luganeser-Verwerfung“, d. h. am Westrand der Kalkalpen der Val Solda kund. Im „Bau der Alpen“ fand, weder in Text noch Karte noch Profilen, eine „Luganeser-Verwerfung“ überhaupt auch nur Erwähnung, weil mir eine solche wegen des bisher angenommenen Ausmasses in der alpinen Tektonik zu einzigartig und unwahrscheinlich erschien, daneben auch von den älteren Feldgeologen, vor allem den Schöpfern von Blatt XXIV der geologischen Karte der Schweiz, ursprünglich gar nicht angenommen, somit auch nicht nötig befunden worden war. Dafür wurde von mir um so mehr die Nordbewegung auch dieser südlichen Kalkalpen, im besonderen der inneren Dinariden-Scholle, der sogenannten „norddinarischen Einheit“ jener Zeit betont. Schon 1915 hatte ich übrigens dieser Auffassung klaren Ausdruck gegeben, wenn ich schrieb: „Alle diese Erscheinungen weisen deutlich darauf hin, dass die Bewegung der südlichen Kalkalpen in der Hauptsache eine nördliche war.“ (Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen, p. 39.)

DOEGLAS und DE SITTER haben die Überschiebungsthese am Westrand der Generoso-Masse gleichfalls vertreten, aber in der Annahme, diese Scholle sei dabei in durchaus „dinarischem“ Sinne von Norden gegen Süden, d. h. gegen den lombardischen Alpenrand hin, aus einer Wurzelzone nördlich des Salvatore-Zuges nach rückwärts, also über das Porphyrgewölbe und die San Giorgio-Platte hinweggeschoben worden. Mir scheint demgegenüber der Zusammenhang wie folgt zu liegen:

Sicher liegt die Generoso-Masse, und zwar, wie durch die Malm/Kreide-Mulden von Bellavista, Cragno und Mendrisio klar dokumentiert, als in sich weiter komplexe Schubmasse längs einer grossartigen Schubfläche den tieferen Einheiten des westlichen Gebirges auf: Die Generoso-Scholle ruht als eine Art regelrechter kalkalpiner Teildecke den tieferen Elementen auf, und diese Generoso-Scholle sinkt bald steil, bald nur sehr flach von den westlichen Elementen axial generell gegen Osten ein.

Der tatsächliche *Überschiebung-Charakter der Generoso-Basis* ist unter anderem überaus klar aufgeschlossen an der Strasse Arogno-Pugerna, wo wir statt klaren Zeugnissen für eine senkrecht ins Gebirge stehende „Luganeser-Verwerfung“ überall nur mässig steiles bis sogar nur flaches Ostfallen, dafür aber mit

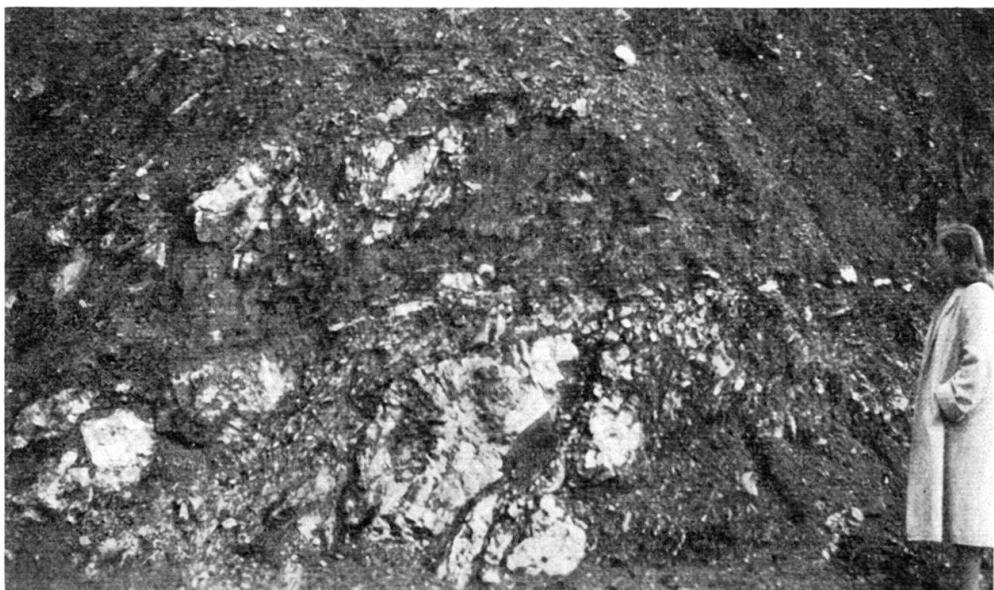


Fig. 4. *Knetzone an der Basis der Generoso-Scholle längs der Strasse San Vitale-Pugerna.*  
Subhorizontale Scherflächen schneiden steil nordfallende eng gefältelte tiefere Raiblerserien scharf ab.

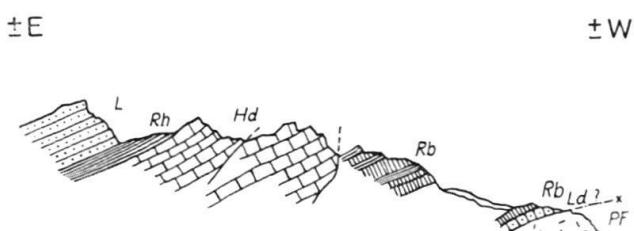


Fig. 5. *Die Basis der Generoso-Scholle nördlich des Passo San Vitale (Arogno-Pugerna).*

- PF* = Porphyritformation, darüber Schubfläche,
- Ld* = graue ladinische Dolomite,
- Rb* = unreine Dolomite und bunte, darunter auch rote Schiefer,
- Hd* = Hauptdolomit,
- Rh* = Rhät,
- L* = Generoso-Lias (über schmalen Transgressionsbildungen sofort Kiesel-Lias).

grossartigen Knet-Zonen, besonders in den Raibler-Schichten, erkennen, die ganz einwandfrei auf Bewegung in der Horizontalen weisen. Die Generoso-Scholle ruht hier mit einer gewaltigen Schubbahn, die dazu auf mehrere Flächen sich verteilt, zum Teil mit Servino, wie bei Campione, zum Teil mit Ladin, zum Teil mit Raiblern, zum Teil mit Gips wie bei Arogno, dem basalen Porphyrr von Campione auf. Des weiteren schaltet sich an der Basis der Generoso-Trias, die gegen oben wenigstens streckenweise in direktem normalem Verbande mit dem grossen Liasgebirge des Sighignola-Stockes steht, unter dem tiefsten Glied derselben, dem Servino von

Campione, zwischen diesem und der basalen Porphyrformation, ein Rest des wirklichen Salvatore-Dolomites in beträchtlicher Mächtigkeit ein. Vom Pass von San Vitale, nordwestlich Arogno gegen Cavallina hinab, erweitert sich dabei die Generoso-Triasbasis stark und bildet schliesslich die steilen Dolomit-Ufer des Lugarnersees zwischen Campione und Cavallina. Von San Vitale, wo über einer relativ nur flach östlich einsinkenden Schubfläche – mit grossartiger Zertrümmerung der Porphyrite – die kümmerliche Existenz grauer, wohl ladinischer Dolomite, darüber die Anwesenheit von bunten, auch auffallend roten Raibler-Schichten und Hauptdolomit noch gesichert erscheint, verschwindet gegen Süden hin streckenweise diese basale Generoso-Trias völlig oder fast völlig – der Gips von Arogno gehört wohl, als gutes Äquivalent zu den gipshaltigen Raibler-Schichten im Thermenweg von Stabbio, hieher –, und grenzen die tiefsten Schichten des Generoso-Lias in steilem, nordöstlich Melano fast saigerem Kontakt, aber immer wieder mit Spuren zermalmter Trias, direkt an den Porphyraufbruch. Schon wenig südlich Melano aber – der ganze Lias des Casteletto-Kirchenhügels ist dabei, als jung abgesackt, durchaus irrelevant –, d. h. schon nach einem Unterbruch von nur 5 km vom Passo San Vitale her, stellt die basale Generoso-Trias sehr deutlich sich wieder ein, mit beträchtlichem Hauptdolomit, steigt von Capolago weg in einem Sondergewölbe wieder um einen schönen Betrag gegen Süden hin an, um endlich wenig nördlich der grossen Grotti nördlich Mendrisio zum letzten Mal, nun wieder in bedeutend tieferer Lage, aus den Schuttflanken aufzutauchen. Der nächste Aufschluss von Hauptdolomit aber ist jener der Rippe von Stabbio, die nur wenig über 4 km weiter südwestlich erscheint und deren Streichen nur allzu deutlich, wie bereits erwähnt, auf den südlichsten Hauptdolomit der Generoso-Basis nördlich der Grotti von Mendrisio hinzielt.

Über dieser basalen und bis nördlich Campione durchwegs kümmerlichen Generoso-Trias liegt, wie bekannt in enormen Massen übereinander gestapelt, der Generoso-Lias, gekrönt von Radiolarit und Biancone in den Mulden von Bellavista und Cagno. Sicher ist diese gewaltige Liasmasse des Monte Generoso nicht einfach gebaut, sondern liegt mehrfach repetiert übereinander. So finden sich im Gebiete hinter dem Liaskopf von Sant'Agata oberhalb Rovio, oder in den Steilwänden nordöstlich Melano, neuerdings Einschaltungen von Hauptdolomit inmitten des Lias, die scheinbar aber nicht in direktem Zusammenhang miteinander stehen, sondern als Ausisse verschiedener übereinander gelegener Faltenkerne erscheinen, auf jeden Fall aber noch näher untersucht werden müssen.

Als Ganzes bildet die Generoso-Masse zwischen Caprino und Mendrisio ein grossartiges Gewölbe erster Ordnung, das in den Westabstürzen des Monte Generoso ja ausgezeichnet sich kundgibt, das aber auch noch weitere interessante Nebenerscheinungen zeigt. So vor allem das eben erwähnte grosse südliche Nebengewölbe zwischen Capolago und den Grotti von Mendrisio, dann aber auch weitere Stauchungen zwischen Bellavista, Alpe di Melano und „in Cima la Crocetta“. Am Bellavista-Grat und im Tale von Cagno sind diesen Lias-Massen die bunten Radiolarit/Biancone-Mulden, deutlich gegen Süden oder Südwesten überkippt, eingelagert, und an der Linie Mendrisio–Castell San Pietro sinkt der südliche Generoso-Lias an einer Art Flexur rasch unter die steilen Malm/Kreide-Elemente der Breggia-Schlucht und die Mulde von Chiasso, ja schliesslich mit denselben an abermals steiler Fläche unter die südalpine Molasse ab; das ganze zu einem guten Teil auch noch diskordant überlagert vom Pliozän von Balerna.

Der Südteil der Generoso-Scholle zeigt also, ganz ähnlich wie die südlichen Teile der östlich anschliessenden Alta Brianza, recht deutliche Zeugen gegen Süden gerichteter Bewegungen an; aber es fragt sich, wie weit dieselben von primärer

Grössenordnung oder aber von nur sekundärem Range sind. Das aber heisst die Frage stellen, in welcher Richtung die Generoso-Scholle auf die westlich davon emportauchenden tieferen Teilelemente des Luganese und des Varesotto aufgeschoben sei: von Süden gegen Norden, von Norden gegen Süden oder von Südosten gegen Nordwesten? Mit anderen Worten, wo liegt die Stirn und wo vor allem auch die Wurzel der Generoso-Scholle?

DOEGLAS und DE SITTER haben, in Anlehnung an den Stil der westlichsten Bergamasker Alpen, vor allem wohl anknüpfend an Grigna und Resegone, zum Teil auch an einen mehr vermuteten als wirklich zutreffenden südorientierten Bau-Stil der südlichen Alta Brianza, eine deckenartige Bewegung der Generoso-Schollen von Norden gegen Süden hin angenommen. Die Generoso-Scholle wäre nach DOEGLAS und DE SITTER in durchaus „dinarischem“ Stil von den zentralen Alpen gegen die Po-Ebene zurückbewegt worden und für eine solche Anschauung mochte zunächst auch der Bau mancher Malm/Kreide-Mulden des östlichen Mendrisiotto, der Synklinalen von Cragno und Bellavista vor allem, sprechen. DE SITTER besonders sah seine «Origine du chevauchement», d. h. den Wurzelort seiner nach Süden geschobenen Generoso-Schollen im Gebiet unmittelbar nördlich der Salvatore-Mulde. Aber zum System des Generoso gehören nach ihrer ganzen Sedimententwicklung auch die Berge nördlich des Porlezza-Armes des Lugarnersees, d. h. die Kalkgebirge nördlich Castagnola, Gandria und San Mamete, der Monte Brè und der Monte Boglia zum allermindesten. Die Trias/Lias-Serien dieser beiden Berge im Norden des Lugarnersees, die in jeder Hinsicht, auch gemäss ihrer Verbindung gegen Osten hin, sicher aber auch nach ihrer ganzen Fazies zur Generoso-Masse gehören, als deren nördliche Ausläufer, lägen damit bereits im Norden des von DE SITTER supponierten, aber bisher nirgends wirklich gesehenen Wurzelkeiles einer gegen Süden gestossenen „Generoso-Decke“. Es läge damit hier der durch nichts wirklich erwiesene Fall vor, dass aus der Salvatore-Mulde oder aus einem schmalen Keil nördlich davon Schubmassen, nach beiden Seiten pilzartig empor-sprossend, sich ausgebreitet hätten: in der Generoso-Scholle gegen Süden, in der Scholle Monte Brè-Monte Boglia aber gegen Norden hin bewegt. Für eine solche, nach dinarischer wie nach alpiner Seite „deckenliefernde Narbe“ im KOBERSchen Sinne liegt aber bei Lugano nicht der mindeste Anhaltspunkt vor – so wenig übrigens wie anderswo –, sondern wir müssen wohl oder übel den ganz direkten Zusammenhang zwischen Monte Boglia, Monte Brè, Sighignola- und Generoso-Stock akzeptieren und können diese voll gesicherte Brè-Generoso-Einheit als Ganzes nur entweder von Süden oder Südosten in alpinem, oder von Norden in „dinarischem“ Sinne her beziehen.

Bei der Annahme einer „dinarischen“ Südbewegung der Generoso-Scholle im Sinne von DE SITTER und DOEGLAS müssten wir diese Generoso-Scholle, zu welcher als integrierender Bestandteil aber eben auch der Monte Brè und Monte Boglia gehören, aus dem uns für immer unsichtbar bleibenden Gebiet über dem Kristallin des Seengebirges im Raume zwischen Val Colla und Jorio-Pass herleiten, zum mindesten aus einem höheren, heute längst abgetragenen Abschnitt der steil-gestellten Sedimentzone der Silvretta-Wurzel. In diesem Falle müssten sich aber im unterliegenden, heute noch so prachtvoll sichtbaren *Bau der Kalkalpen der Val Solda* unbedingt wenigstens noch Spuren einer solchen über diese ganze Zone gegen Süden hinweggestossenen Generoso-Schubmasse nach DE SITTERScher Vorstellung geltend machen, im Sinne von Schleppungen und weiteren zum mindesten sekundären Südbewegungen in dieser basalen Val Solda-Serie. Solche sind aber bisher, wenn auch dieser Südalpenabschnitt leider immer noch viel zu schlecht bekannt ist, nirgends gefunden worden, sondern der ganze Bau der Gebirge um Val Solda,

d. h. das ganze Kalk- und Dolomitgebirge zwischen Lugano und dem Comersee, dessen felsige Natur wenigstens die Gross-Strukturen auch von ferne schon erkennen lässt, weist durchwegs nur Anzeichen eines steil nordwärtsgerichteten Anpressens der Südalpen gegen das Kristallingebirge der Silvretta-Wurzel auf, gegenüber dem die Sedimentdecke dieser Gebirge auch selbständig vorgeglitten ist; die Trias dieser Berge liegt da in voller Klarheit mit hohen, meist steil gegen Norden aufschiessenden Platten dem nördlichen Basal-Gebirge auf, von steilen Längsbrüchen weiter zerschnitten, und nur in den westlichen Hintergründen der Val Solda, d. h. gegen den Südostabfall der eigentlichen Denti della Vecchia, den Sasso Grande hin, zeigt das dortige Rhät bescheidene, wenn auch prachtvoll sichtbare, an sich nicht ein-

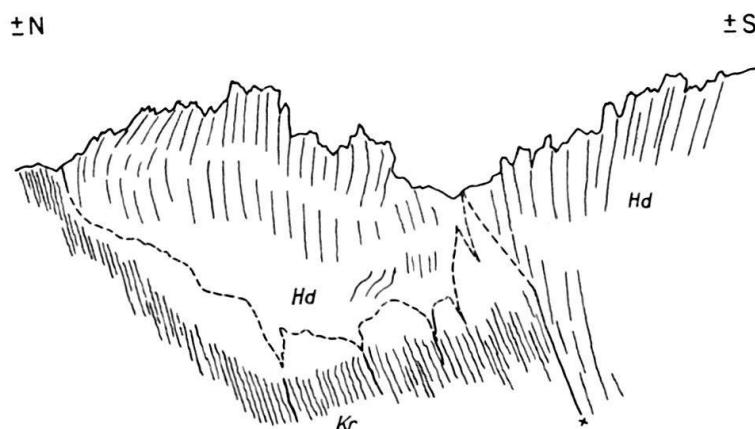


Fig. 6. Der Vorschub der Kalkalpenfront der Val Solda über das basale insubrische Kristallingebirge südlich Cusino.

*Kr* = insubrisches Kristallin,  
*Hd* = Hauptdolomit.

mal sehr enge Rückstauungen, die aber letzten Endes doch alle ganz einwandfrei wieder steil gegen Süden, d. h. geschlossen unter die Trias?-Liasmasse des Monte Boglia einschliessen, bis hinab an den See östlich San Mamete. Es deutet somit nichts, aber auch nicht das Geringste im Bau der Kalkalpen zwischen Lugano und dem Comersee auf eine einst über dieselben hinweggegangene, wirklich südwärts gestossene Gesteinsmasse im Sinne einer „dinarisch“ gegen die Po-Ebene vorbewegten Generoso-Scholle hin, sondern der ganze so offen aufgeschlossene Bau der Kalkalpen der Val Solda weist, bis an den Comersee, nichts anderes als klare Anzeichen für eine gewaltige Anpressung der südalpinen Sedimentserien an die nördlich davon gelegene Silvretta-Wurzel des Seengebirges auf; ja dieser ganze Kalkalpenabschnitt der Val Solda und Val Cavargna ist weiterhin sogar über ausgedehnte Strecken gegenüber diesem basalen Kristallin durchaus selbständig gegen die Zentralalpen hin vorbewegt worden. Nur mit solchen grossartigen basalen Gleitflächen zwischen Dolomit- und Kristallingebirge lassen sich überhaupt die so mangelhaften, lückenreichen und durchaus ungleichen Profile an der Nordgrenze des soldanischen Triasgebirges samt der ganz gewaltigen Mylonitisierung dieser Grenzzone erklären. Vielenorts liegt die südalpine Trias, die nach den älteren Untersuchungen noch am Comersee durch mächtigen Verrucano/Servino vom nördlichen Grundgebirge getrennt, aber bisher durch diese Basis-Serien doch normal mit demselben verbunden erschien, schon in den Tälern von Sanagra, Cavargna und Bucciolo ganz direkt, mit einer mächtigen Schubfläche neben dem Kristallin, und,

wie MAGNANI kürzlich berichtete, auch direkt an Carbon, und fehlen Servino und meist sogar der anisische Muschelkalk, sicher aber die Perledo-Schichten, und weiter im Westen selbst die ganze Esino-Stufe vollständig. Südlich *Cusino* sind kalk-alpine Elemente sogar über diese Grenzfläche hinaus weiter nach Norden dem basalen Kristallin regelrecht aufgeschoben worden und liegen, als verlorene Schollen beträchtlich vorgetragen, vielfach und zum Teil vollständig diskordant über und vor der genannten Grenzfläche. Das alles aber hat mit Anpressung und selbständiger, nordwärts gerichteter Bewegung der Südalpen-Scholle gegen das Kristallin Gebirge der Silvretta-Wurzel zu tun, genau wie schliesslich südlich Menaggio das ständige Südfallen von Hauptdolomit und Rhät, oder nördlich unter dem Monte Galbiga das seit ESCHER VON DER LINTH bekannte unentwegte und zum Teil überhaupt nur sehr flache Südfallen des Rhät, des Conchodon-Dolomites und des Lias.

Zu interessanten, durchaus in derselben Linie liegenden Resultaten führte nun auch eine genauere Untersuchung des berühmten Südalpen-Basisprofils nördlich der *Gaeta* zwischen Menaggio und *Acquaseria am Comersee*. Dieselbe zeigte nämlich, nicht unerwarteterweise, dass die seit ESCHERS Studien bekannte sogenannte „Verrucano“-Basis des Sasso Rancio keineswegs eine stratigraphisch einheitliche und normale Sedimentfolge an der Basis der Kalkalpen darstellt. Es liegen vielmehr ganz deutlich zwei voneinander wesentlich verschiedene Elemente vor, die längs einer Schubfläche in aller Schärfe aneinander grenzen (s. Fig. 7, p. 268).

Der nördliche Teil dieses berühmten „Verrucano-Profil“ liegt transgressiv und leicht diskordant, mit einer basalen Verwitterungszone, über dem hier nur flach südfallenden Silvretta-Wurzelkristallin von Acquaseria und zeigt unmittelbar über der genannten Verwitterungszone sofort die typischen roten Verrucano-Gesteine; zunächst grobe Konglomerate, die dann rasch gegen oben feiner werden, in gröbere Sandsteine übergehen und schliesslich von fraglichen, mergelig erscheinenden Schiefern, zuoberst sogar von klaren roten und grünen Tonschiefern überlagert werden. Diese ganze nördliche Serie fällt über dem flacheren Kristallin mit beträchtlicher Steilheit gegen Süden ein und wird nun, am Südrand der kleinen Runse, die das gesamte „Verrucano-Basisprofil“ alter Prägung durchzieht, an einer oft fast senkrechten Schubfläche mit deutlicher Diskordanz scharf abgeschnitten.

Was nun im Süden dieser Bewegungsfläche folgt, zeigt eine wesentlich andere Schichtreihe als die nördliche Verrucano-Zone. Wohl finden sich auch in dieser Südzone typische Verrucano-Gesteine in Form roter Konglomerate und Sandsteine, auch roter Tone, Schichtglieder, die sich in nichts vom Schichtinhalt des Verrucano der Valsässina und von Bellano oder des Grödener-Sandsteins in Südtirol unterscheiden oder vom Verrucano am Nordfuss des Salvatore, und die gegen oben kontinuierlich, allerdings über eine erneute auffallende Verwitterungszone, in die Sandstein/Mergelserien des sicheren Servino und schliesslich über denselben in typische Campiler-Schichten überleiten, die die Basis des anisischen Muschelkalkes und der darüber folgenden Esino-Stufe der eigentlichen Gaëta bilden. Was aber nun in dieser südlichen Abteilung des Gaëta-Basisprofils sofort auffällt und dieselbe in aller Schärfe von der nördlichen, mit dem Kristallin des Seengebirges ganz direkt verbundenen und ausschliesslich nur buntfarbigen Verrucano-Zone unterscheidet, das ist das Auftreten einer ausgesprochen grauen und schwarzen Sedimentserie an der Basis des bunten „Grödener“-Verrucano. Schwarze Tonschiefer, graue Glimmersandsteine, ohne eine Spur der charakteristischen Rotfärbung des Verrucano, daneben Quarzkonglomerate vom Typus der klassischen Auernigg-Konglomerate der Carnia oder jener von Fornace südlich Luino oder jener von Manno oder wiederum von Vico-Morcote. Diese grau-schwarze Schiefer/Sandstein/Konglomerat-Serie liegt, zunächst in auffallend flacher, im Fallen sogar schwank-

kender Lagerung, generell schwach südfallend längs der oben genannten Schubfläche dem bunten Verrucano der Nordzone mit deutlicher Diskordanz auf; im Süden fällt sie mit ihrer Tonschiefer/Sandstein-Serie steiler südwärts unter die oben beschriebene Grödener-Verrucano/Servino-Folge an der normalen Basis der südalpinen Trias ein. Dabei ist die Grenze gegen den hangenden Grödener-Verrucano eine durchaus scharfe und abermals leicht diskordante.

Es schiebt sich so *an der Verrucano-Basis* der Südalpenplatte der Gaëta in aller Deutlichkeit und Schärfe ein Schichtglied ein, das der nördlichen Verrucano-Zone, die direkt und normal dem insubrischen Kristallin aufliegt, völlig *fehlt*. Dieses Basisglied der südalpinen Normal-Schichtreihe ist *sicher älter als der Grödener-Verrucano*, und es kann sich nach seinem ganzen lithologischen Habitus nur um

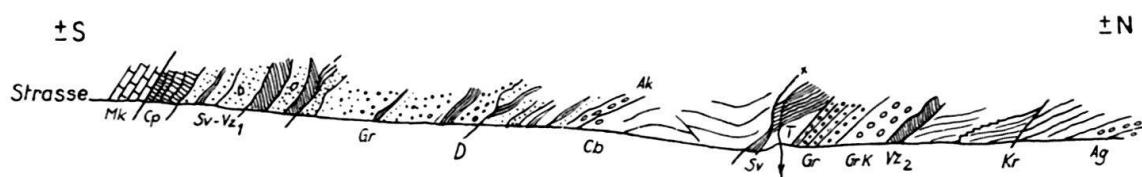


Fig. 7. Das Basisprofil der südlichen Kalkalpen zwischen Menaggio und Acquaseria nördlich der Gaeta (Westufer des Comersees).

*Mk* = Anisischer Muschelkalk, *Cp* = Campiler-Niveau, *Sv* = Servino, *Vz<sub>1</sub>* = Verwitterungszone (der Zechsteinzeit ?), *Gr* = Grödener Verrukano (*Gr k* = konglomeratisch), *D* = Diskordanz, *Cb* = Oberkarbon, mit Auernigg-Konglomeraten (*Ak*), *T* = rote und grüne Tonschiefer, vielleicht Servino, möglicherweise aber auch zerdrückte Porphyrittuffe, *Vz<sub>2</sub>* = basale Verwitterungszone auf dem insubrischen Kristallin, *Kr* = insubrisches Kristallin, mit Augengneissen (*Ag*).

Unterperm in der Ausbildung der Collio-Schichten der Bergamasker Alpen und der Val Trompia oder aber bereits um *Obercarbon* in der Fazies der Schichten von Manno handeln. Mir scheint die Ähnlichkeit dieser Serie mit dem Carbon von Manno und das charakteristische Auftreten von echten Auernigg-Konglomeraten auch in diesem Niveau so typisch, dass ich kaum am obercarbonischen Alter dieser Basis-Serie zweifeln kann. Und die letzten Zweifel in dieser Hinsicht schwinden, wenn wir uns der neuen Fossilfunde MAGNANIS in den lithologisch und tektonisch durchaus entsprechenden schwarzen und grauen, aber nun deutlich auch Anthrazit führenden Tonschiefer/Sandstein/Konglomerat-Serien der Val Sanagra erinnern, von wo dieser Autor aus den genannten Schichten, nur knapp 6 km vom Comersee entfernt, Reste von Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren vor kurzem erst namhaft gemacht hat.

Es liegt somit am Comersee unzweifelhaft die südalpine Sedimentplatte des soldanischen Triasgebirges mit einer eigenen Verrucano-Carbonbasis längs einer ausgesprochenen Schubfläche, die sich übrigens auch auf dem aus Val Sanagra mitgeteilten Profil MAGNANIS erkennen lässt, als durchaus selbständige tektonische Scholle den „autochthonen“ Verrucano-Serien und dem mit denselben stratigraphisch durch Transgressionskontakt direkt verbundenen insubrischen Grundgebirge auf, und das soldanische Triasgebirge hat somit ohne jeden Zweifel als eigenes tektonisches Sonderelement das Silvretta-Wurzelkristallin und dessen kümmерlichen Sedimentreste über unbekannte, aber wohl kaum zu kleine Beträge überschoben, und zwar mit aller Deutlichkeit von Süden gegen Norden hin.

Es fehlen somit, nach allen eben dargelegten Daten, im Kalkgebirge von Val Solda, von Lugano bis hinüber zum Comersee, alle Spuren wirklicher Südbewegun-

gen oder auch nur irgendwelche Anzeichen einer über diese Kalkgebirge einstams hinweggefahrenen, in „dinarischem“ Sinne nach Süden bewegten Generoso-Scholle. Die Herleitung dieser Generoso-Scholle von Norden, und damit ihr dinarischer Schub gegen Süden, stösst also, von Lugano und Castagnola weg, in diesem ganzen Gebiete auf allergrösste Schwierigkeiten.

Verfolgen wir daher diese Dinge weiter. Zunächst sei einmal mehr festgestellt, dass *Salvatore-Mulde* und *Porphyraufbruch im Gebiete von Lugano* in jedem Falle deutlich von Südwesten gegen Nordosten streichen. Sicher zielt die Achse des „Porphyraufbruches“ nicht in die Gegend von Maroggia, sondern weit eher gegen Arogno und den Pass von San Vitale hin. Es scheint aber weiter durchaus möglich, dass der ganze Gewölbekern der luganesischen Porphyroformation auch tektonisch gar nicht eine einheitliche Masse ist, sondern dass derselbe zwischen Campione, Melide und Porto Ceresio, d. h. längs der genannten Seestrecke, durch einen zentralen Synklinalkeil *aufgeteilt* würde. Dabei wäre der östliche Porphyrkern von Bissone–Maroggia–Rovio–Porto Ceresio dem westlichen, auch noch eine Kristallin-Basis aufweisenden Hauptkern von Carona–Morcote–Pianbello–Val Ganna an steiler Fläche aufgeschoben. In diesem Sinne könnte die längs dem Porphyrnordrand bei Campione klar feststellbare, zunächst so merkwürdig erscheinende Neigung der Schichten gegen den Seearm von Melide als erstes Anzeichen einer Umbiegung der östlichen Gewölbe-Umhüllung in die eben postulierten südwest-nordoststreichende „See“-Mulde aufgefasst werden, desgleichen ein stellenweise ebenfalls deutliches Abbiegen des Sighignola-Lias aus seiner durchaus flachen Lagerung zwischen Val Mara und dem Pass von San Vitale in stellenweise sogar saigere Stellung im Osten von Pugerna. Die supponierte Trennungsmulde zwischen östlichem und westlichem Porphyrkern würde damit in ihrem Nordteil neben den spärlichen Restelementen des Salvatore-Zuges sicher auch noch eine bedeutende innere Füllung mit Generoso-Serien aufweisen. Leider verhüllt heute der Ceresio alles weitere, aber in der Fortsetzung der postulierten Muldenlinie scheint im Gebiete südlich Porto Ceresio und Besano auch der Porphyrkern des San Giorgio samt dessen axial nach Süden absinkenden Sediment-Bedeckung doch wieder in geringem Masse steil über die bei Arcisate und Bisuschio flach östlich eintau-chende Sedimenthülle des westlichen Porphyrgebietes des Pianbello aufgeschoben. Und blickt man bei klarem Wetter etwa vom Hügel von Besano gegen Nordosten, so sieht man jenseits der blauen Furche des Laganersees die Generoso-Scholle von Campione und der Sighignola mit aller Deutlichkeit von den Höhen über Arogno und Val Mara gegen die angenommene „Seemulde“ zu einschiessen. Damit wird der Eindruck einer wirklichen Existenz dieser „Seemulde“ fast übermächtig, und endlich scheinen bei einer Fahrt von Varese nach Como, d. h. vom Rande der Po-Ebene aus genügender Entfernung betrachtet, in der Tat die südalpinen Falten-elemente mit aller Deutlichkeit in mehreren Kulissen und in durchaus ähnlicher Art schief in die Ebene hinaus zu streichen, wie jenseits des Gardasees etwa die Elemente des Monte Baldo im Gebiete von Garda dies tun, oder die lombardischen Randelemente im Gebiete östlich Brescia. Ein Eindruck, der im Detail vor allem auch durch das klare Nordost-Streichen der lokalen Rhätmulde südlich des Minisfreddo abermals durchaus bestätigt erscheint.

Im übrigen braucht natürlich die Luganeser-Porphyrmasse durch eine solche zentrale Mulde gar nicht bis in grosse Tiefen aufgespalten zu werden, aber auf jeden Fall existieren heute triftige Gründe, dieser Angelegenheit mit genauen Messungen der Kluftsysteme und des Streichens und Fallens der Faltenachsen genauer als bisher nachzugehen. In diesem Zusammenhang sei nur noch erwähnt, dass in der Porphyroformation des Monte Arbostoro längs der neuen Strasse Carona-

Vico Morcote über den Basal-Konglomeraten und Sandsteinen des obersten, durchaus Manno-artigen Carbons, gegen Südwesten streichende Flächenscharen überaus deutlich vertreten sind, dass weiter sogar der grosse Kristallkern von Morcote nach den Untersuchungen RODES in durchaus gleicher Weise streicht. Im übrigen sind gerade diese Dinge auch als ein Hinweis mehr darauf zu werten, dass die Salvatore-Mulde in gar keiner Weise nach einem total schief zum effektiv hier vorliegenden Alpen-Streichen gezogenen Nord-Südschnitt, der überhaupt kein wirkliches Querprofil ist, beurteilt werden darf, wie dies bisher geschehen ist.

Es sind also auf jeden Fall auch hier, im Hinterland der Salvatore-Mulde, d. h. im Kerngebiet der insubrischen Antiklinale des grossen luganesischen Porphyraufbruches, ganz deutliche Anzeichen für Schub aus dem Südosten vorhanden. Unter Umständen wird einmal das östliche Porphyrgebiet zwischen Porto Ceresio und Arogno als eine gewisse Rückenschuppe im Südostschenkel des westlichen Haupt-Porphyrkerns von Carona–Pianbello–Val Ganna aufgefasst werden können, ein Element, das unter dem gleichfalls gegen Nordwesten gerichteten Vorschub einer eigenen Generoso-Scholle sehr verständlich erscheinen möchte. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, dass jenseits des Comersees oder im westlichen Varesotto und an der Sesia der Bau der insubrischen Antiklinale gleichfalls nicht einheitlich erscheint, sondern dass auch dort nördliche und südliche, d. h. externe und interne Verrucano/Porphyraufbrüche erkennbar sind. So reiht sich das Gewölbe Valsässina–Mezzoldo deutlich nördlich an jenes von Branzi/Fondra und jenes von Fiumenero oder gar Valbondione in Val Seriana an, und löst von Angera weg das interne Element der Sesia-Gewölbe die luganesische Kernzone gegen Westen ab.

Es erscheint auf solche Weise, nach dem Bau des ganzen Luganese, eine *Bewegung der Generoso-Scholle aus Südosten*, die Elemente des San Giorgio, des zentralen Porphyraufbruches und der Salvatore-Mulde, ja sogar die südlichen Teile des Luganeser Kristallins schief überschneidend, nur natürlich; aber ein solcher Nordwestvorstoss der Generoso-Scholle steht auch in ausgezeichnetem Einklang mit der Gesamttektonik der südlichen Kalkalpen zwischen dem Ostrand der Grigna in Valsässina und den Gebirgen am Lagonersee. Zwischen Valsässina, genauer Intròbio, Bellano, Sant' Abbondio, Cusino/Val Cavargna und dem Nordfuss der Denti della Vecchia oberhalb Sonvico-Villa nördlich Lugano, stösst die *Front der südlichen Kalkalpen* in weit gespanntem Bogen klar nach Norden vor, ich habe schon 1915 auf diesen fundamentalen Nordstoss hingewiesen. Das Streichen der Front, wie das der dieselbe im Süden begleitenden innerkalkalpinen Elemente, schwenkt dabei conform dieser Front aus einer eindeutigen Nordwestrichtung zwischen Intròbio und dem Comersee langsam in Ost-Westrichtung im Abschnitt beidseits etwa der Val Cavargna, und biegt schliesslich im Raume der Val Solda und der Denti della Vecchia ebenso klar gegen Südwesten um. Diesen gewaltigen Bogen zwischen Valsässina und Lugano machen aber irgendwie, aber nicht ausschliesslich, auch die südlicheren Elemente der Südalpen dieses Abschnittes mit. Das nordwestliche Streichen in der Grigna-Gruppe und sogar zum Teil noch in der östlichen Alta Brianza weicht im Raume südlich Porlezza gegen Lanzo d'Intelvi nach kurzer Umbiegung über Ostwest-Streichen dem südwestlichen Streichen des Luganeser-Abschnittes, und so erscheint die Generoso-Gruppe, wenigstens die nördliche, bis etwa auf den Generoso-Gipfel reichende, ganz klar und deutlich im westlichen Bogensegment des grossen Gesamtbogens der südlichen Kalkalpen zwischen westlicher Bergamaska und Lugano, und ist ihr Bau in erster Linie von diesen regionaleren Gesichtspunkten aus zu verstehen. In diesem Lichte zögern wir nicht mehr, die Generoso-Scholle der südlichen Tessiner Alpen in ihrer Gesamt-

heit als generell von Südosten her über ihren insubrischen Vorbezirk vorgestossen zu betrachten und damit deren Herkunft aus dem hinteren Rückland der insubrischen Antiklinale als genügend gesichert anzusehen.

Auf der Linie Stabbio–Rancate–Copolago–Arogno–Campione stösst heute die Generoso-Masse als nordbewegtes, durchaus alpines Element, im Grunde genommen genau wie eine Teildecke der nördlichen Kalkalpen, über die östliche Fortsetzung der Platte des San Giorgio bis über den Porphyrkern von Maroggia–Arogno und von dort über die zur Tiefe niedergesunkene östliche Fortsetzung der Salvatore-Mulde vor, und jenseits Castagnola überschneidet sie sogar das nördliche luganesische Hauptkristallin der eigentlichen Silvretta-Wurzel. Ein gewaltiger *Nordstoss der gesamten Südalpenscholle* zwischen dem westlichen Bergamasker und dem Luganeser Bezirk tut sich hier kund: die Generoso-Scholle stösst, im Hinterland der Val Solda-Front, als eine eigene südalpine Decke über mindestens 15 km Horizontaldistanz – das ist die Strecke zwischen Stabbio und dem Aussenrand des Monte Caslano –, vom Innenrand der insubrischen Antiklinale bis weit nördlich des Salvatore-Zuges vor. Dabei läuft die Front dieser alpenwärts gestossenen Generoso-Scholle zum allermindesten dem wie am Monte Brè als Hauptdolomit zu betrachtenden „Conchodon-Dolomit“ im Norden des Monte Boglia, d. h. dem Südrand des nördlichsten sicheren und mächtigen Rhätzuges der Val Solda entlang gegen Osten, in die Gegend südlich Menaggio, wo der Hauptdolomit zwischen Menaggio und Griante gleichfalls noch durch ein klares Rhätband in zwei Teile zerschnitten wird – der nördliche entspricht vielleicht dem Hauptdolomit von Bellaggio –, und wo wir am Monte Galbiga einen erneuten klassisch klaren Hinweis auf das effektive Nordstossen der Generoso-Scholle seit alten Zeiten erkennen können. Es ist aber durchaus möglich, dass überhaupt die Gesamtheit der Dolomitgebirge von Val Solda, bis an die Denti della Vecchia, den Sasso Grande der italienischen Karte hinaus, als etwas tiefere frontale Abspaltung ebenfalls noch zur Generoso-Scholle gezählt werden muss; finden wir doch gerade dort, wenn auch in auffallend inverser Lagerung, irgendwie vor dem Vormarsch der Hauptscholle gestaucht, die gleichen roten und bunten Raibler-Serien zwischen die Dolomite eingeklemmt, wie sie, wohl nicht bloss zufällig, auch zwischen Pugerna und San Vitale, und besonders da, ja und sogar nur da, an der Basis der Generoso-Scholle angetroffen worden sind. Daneben ist gerade an der westlichen Basis der Denti della Vecchia, zwischen Villa und dem Pian Soldino, das luganesische Kristallin ganz enorm mylonitisiert und finden sich die mächtigen Verrucano/Servino-Massen, etwa der Salvatore-Basis, nur in kümmerlichen Spuren, ja der echte rote Servino überhaupt nicht; dafür aber ganz analoge Quarzkonglomerate, wie sie MAGNANI aus der östlichen Strecke des abnormalen Kontaktes des soldanischen Triasgebirges mit dem luganesischen Kristallin, zusammen mit klar fossilführendem Carbon gefunden hat. Die auf gleiche tektonische Zusammenhänge hinweisenden Verhältnisse nördlich der Gaëta am Comersee haben wir bereits erwähnt.

Es könnte somit sein, dass die Generoso-Scholle mit basalen, weit vorgeschrüften Teilen von Lugano bis an und über das nördliche Silvretta-Wurzelkristallin vorstossen würde, und dass damit die ganzen comaskisch-luganesischen Südalpen zwischen den Randmulden der niederen Brianza, von Chiasso und Lecco, dem Salvatore-Zug und dem Nordrand der Kalkalpen zwischen Valsassina, Val Cavargna und Lugano nichts anderes wären als der Rest einer ganz ausgedehnten südalpinen Schubmasse, die vom lombardischen Alpenrand bis an die besagte Frontlinie auf eine Breite von 15 bis 20 km die tieferen Elemente der insubrischen Antiklinale, die Salvatore-Mulde als den „insubrischen Drau-Zug“ und sogar noch das Silvretta-Wurzelkristallin überfahren hätte. Im Hintergrund der mächtigsten alpinen

Achsenkulmination ist eine solche kräftig nach Norden drängende, recht eigentlich „südalpine“ oder „insubrische“ Decke als Ausdruck des mächtigen Vorstosses der dinariden Rücklandscholle aber ohne weiteres denkbar. Dabei ist die ganze Westbegrenzung der Generoso-Scholle in erster Linie als ein deutlicher Erosionsrand aufzufassen, wenn auch hie und da das Streichen, besonders im nördlichen Teile, diesem Erosionsrand zu folgen scheint. Der Wurzelrand der Generoso-Decke läge zwischen Mendrisio/Balerna, Erba und dem Südfuss des Monte Barro bei Lecco, der eigentliche Stirnrand ist nicht bekannt. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 12, Tafel X.)

Für eine in dieser Form durchaus neue Auffassung der grossen Luganeser-Verwerfung alter Prägung als Ausbiss der Schubfläche einer vom Südalpenrand gegen das nördliche Kristallingebirge vorgestossenen südalpinen „Generoso-Decke“ sprechen noch eine Reihe von Einzelheiten, auf die hier allerdings nicht mehr näher eingegangen werden kann und soll. Es sei bloss erwähnt: das Vorkommen gegen „Norden“ getriebener Faltenpakete im Generoso-Lias zwischen Capolago, Mendrisio und der Bellavista, der steile Aufschub des Bellavista-Lias gegen die eigentliche Generoso-Gipfelscholle, die bei dieser Auffassung so gut verständlichen Bewegungsbilder an der Schubfläche in den Raiblern südlich Pugerna, oder die Schleppungserscheinungen innerhalb der südlichen Teile der Cavallina-Dolomite, die, obwohl prinzipiell bereits zur Generoso-Basis gehörend, doch als ein etwas tieferes Basalpaket von der Hauptmasse des vorgescharten Lias gegen Norden hin überfahren worden sind.

Daneben aber gibt es eine Reihe von Punkten, die zeigen, dass mit dieser im Prinzip so einfachen Konzeption einer gegen Norden geschobenen Generoso-Decke doch bei weitem nicht die Gesamtheit der tektonischen Phänomene im Raume der Generoso-Scholle erklärt werden kann. Da ist das Südost-Streichen der „Flexur“ von Mendrisio, das gleichsinnige Streichen der Mulden von Bellavista und Cragno; da ist, schon vom Hauptdolomitkopf von Griante und Tremezzo an, das Auftreten deutlicher Rückfaltungsspuren über den Monte Nuvolone bis nach Onno am Seearm von Lecco, und da ist endlich die unzweifelhafte „dinarische Rückfaltung“ in der Grigna-Scholle, einem Element, das allerdings westlich des Comersees überhaupt kaum mehr in Erscheinung tritt.

Die „Rückfaltung“ der Grigna-Scholle kann, gemäss ihrer bisher angenommenen Beschränkung auf den Abschnitt zwischen Esino und dem Resegone, sehr wohl durch das Gegeneinanderspielen des generellen Nordostschubes dieses südalpinen Sektors mit dem Auftauchen der immerhin mächtigen kristallinen Kuppen in Valsassina und sogar der westlichen Bergamaska entstanden sein, und diese Rückstauungen mögen sich schliesslich auch im südwestlichen „Vorland“ der Grigna, d. h. in den Hauptdolomit/Rhät/Liasgebieten der östlichen Alta Brianza noch geltend gemacht haben. Dieselben klingen dabei aber, genau wie die Grigna-Scholle selber, gegen Nordwesten hin völlig aus, und westlich des Comersees ist von diesen Grigna-Dingen und ihren Begleiterscheinungen, ausser der Struktur des Hauptdolomitklotzes von Griante und Grigna-orientierten Kluftsystemen im Ladin der Gaëta, nichts mehr zu sehen.

Schwieriger zu verstehen ist zunächst, nur vom Tessin aus betrachtet, die Genesis und die Bedeutung der gegen Südosten ziehenden Faltenelemente des südlichen Generoso-Gebietes, des Gebietes der Breggia-Schlucht und von Chiasso, und endlich das gleichgerichtete Streichen der *Flexur von Mendrisio*. Diese Objekte stehen sichtlich quer in bezug auf die allgemein eruierte Schubrichtung in der Generoso-Scholle, es sind, vom Tessin her gesehen, eigentliche Querfaltungs-

erscheinungen, die aber sicher auch mit dem Bau des tieferen Untergrundes der südlichen Generoso-Scholle in Beziehung stehen müssen.

In diesem Zusammenhang sei nun aber daran erinnert, dass der mit rückwärts überkippten Oberjura/Kreide-Mulden oftmals noch deutlich besonders garnierte Südabfall der grossen Generoso-Scholle, von Como ostwärts längs dem Nordrand der niederen Brianza an die Adda, und über dieselbe in den Südrand der eigentlichen Bergamasker Alpen zieht. Überall sinkt dort ein nördliches, in erster Linie aus mächtigen Trias- und Rhät/Lias-Serien aufgebautes Bergland an einer Steilfront, teils nur flexurartig wie bei Mendrisio und an der Breggia, teils aber auch um steile Überkippungen oder gar kurze Überschiebungen, unter den Oberjura-Kreidesaum der Bergamasker Alpen ein. Östlich Bergamo gewinnt diese Randzone am Südsaum der Bergamasker Alpen eine erhebliche Breite und wird auch deren Bau komplexer; eine südliche Steilzone zieht von Sarnico am Iseosee gegen die untere Val Trompia, eine nördliche, die dem wirklichen Rand des bergamaskischen Triasgebirges entspricht, zielt nördlich Val Cavallina gegen Val Camonica hinauf. Östlich Val Camonica aber hebt sich, über Val Trompia bis fast zum Lago d'Idro, der alte Untergrund der eigentlichen Randzone der Bergamasker Alpen in einem mächtigen Aufbruch von Kristallin, Carbon, Porphyrr und Perm ans Tageslicht empor, der an der sogenannten Trompia-Linie sich steil dem südlichen Sedimentgebirge des Alpenrandes aufschiebt, resp. dasselbe nach rückwärts drängt. (Vergl. Profil 8, Tafel X und Fig. 11, p. 322.)

Dieser *Trompia-Aufbruch* liegt nun weit im Süden der insubrischen Antiklinalkette der orobischen Gewölbe, die von Valsassina durch die Hintergründe der Bergamasker Täler ziehen und im Süden der Gallinera-Linie mit dem Gewölbe von Cedegolo in den Adamello-Stock hinein verschwinden, d. h. von demselben durchstossen werden, und dieser Trompia-Aufbruch liegt somit auch weit südlicher als die insubrischen Gewölbekerne des Luganeser-PorphyrAufbruches. Es steht aber ausser Zweifel, dass der flexurartige Steilabfall der bergamaskischen Trias/Lias-Gebirge unter den südlich anschliessenden Oberjura/Kreidesaum, der streckenweise durch kurze Überschiebungen und rückwärts überkippte Kreidemulden gewissermassen über Gebühr noch akzentuiert wird, und zwar bis gegen Brunate und weiter bis in den Generoso hinein, an den unterirdischen Verlauf des in Val Trompia so deutlich erschlossenen Gewölbesystems des eigentlichen Trompia-Aufbruchs resp. dessen Südrand gebunden erscheint. Wir können somit annehmen, dass dieser Trompia-Aufbruch als eine südlitere, etwas internere südalpine Gewölbezone des tieferen Untergrundes längs dem Rand der Bergamasker Alpen und dem Südrand der Alta Brianza die Generoso-Scholle des Mendrisiotto erreicht; in der Tiefe zwar, aber doch stets deutlich sich abbildend im Verlauf der Falten dieser südalpinen Randregion, von Val Camonica über den Canto Alto ob Bergamo in die Alta Brianza, um schliesslich im Mendrisiotto unter den von dem normalen Faltenstreichen der tessinischen Südalpen zunächst so unmotiviert abweichenden Südost-streichenden Elementen der südlichen Generoso-Gruppe zu enden. (Vergl. Karte, Tafel IX.)

Am Ostrand des südlichen Adamello-Stockes zieht dieses Gewölbe des Trompia-Aufbruches mit seinen nördlicheren Elementen durch Val Daone und östlich des Carè Alto bis nach Pinzolo hinauf, und es nähert sich dabei den orobisch-insubrischen Gewölbien so stark, dass man sogar an eine Verschmelzung dieser Elemente denken könnte. Aber der jungalpine Durchbruch des Adamello-Stockes verhindert hier leider die genaueren Erkenntnisse. Auf jeden Fall jedoch schart sich das Element des Trompia-Aufbruches im östlichen Adamello-Gebiet deutlich mit

den insubrischen Antiklinalen, die von den hinteren Bergamasker Tälern ostwärts ziehen, und wir hätten damit hier ein Phänomen vor uns, das mir, im tieferen Untergrund, auch in den südlichen Tessiner Alpen verwirklicht erscheint. Hinter der grossen Tessiner Achsenkulmination wären dann Trompia- und insubrische Gewölbe weitgehend geschart, von da nach Osten aber würden sie bis über Val Trompia hinaus weit getrennte Wege gehen und unter beträchtlichen Winkeln auseinanderstrahlen. Dieses Abzweigen des westlichen Trompia-Gewölbes im tieferen Untergrund der südlichen Tessiner Alpen, verbunden mit einem etwas späteren Aufsteigen der südlichen Gewölbe gegenüber den nördlichen, kann ohne weiteres die merkwürdigen, heute so auffallenden, südostlaufenden Strukturlinien des östlichen Mendrisiotto erzeugt haben. Es ist sogar möglich, dass zwischen Trompia- und insubrischen Gewölben noch mittlere Virgationsäste von der Tessiner-Scharung nach Osten zogen, und es können solche Virgationsäste auch von Valsassina nach Osten sich weiter bemerkbar machen. Das in Val Brembana so auffallende Gewölbe südlich San Giovanni Bianco und die Therme von San Pellegrino könnten vielleicht auf solche mittlere Virgationsäste zwischen orobischen und Trompia-Gewölben zurückgeführt werden. Auf jeden Fall hat gerade hier die tektonische Forschung in den Bergamasker Alpen noch ein weites Feld vor sich.

Dass innerhalb des südalpinen Baues solche Scharungsgebiete von Falten-elementen mit weiten Virgationszonen wechseln, haben erst kürzlich für die östlichen Südalpen TREVISAN, LEONARDI und GB. DAL PIAZ geltend gemacht. Es mag aber in diesem Zusammenhang daran erinnert werden, dass sowohl die sogenannte „Giunzione atesina“ an der Etsch wie jene des Cadore am oberen Piave auch meinesseits schon bereit vor 15 Jahren, in meinen „Grundzügen und Problemen der alpinen Morphologie“ ganz klar zum Ausdruck gebracht worden sind, auch wenn dafür keine speziellen Bezeichnungen gebraucht wurden. Desgleichen ist ebenfalls schon dort das Trompia-Gewölbe in ganz direkte Beziehung mit dem Südabfall des Generoso-Knotens gebracht worden. Im übrigen aber liegen die Phänomene des Grundrisses gerade im südalpinen Osten noch weit komplexer, wie wir sehen werden.

Der tiefere Untergrund der Südalpen hat somit deren Oberflächenstruktur, wie dies ja auch anderswo immer wieder erkennbar ist – es sei hier nur an die Rolle der autochthonen Zentralmassive bei ihrem späten Aufstieg erinnert –, weithin beeinflusst; und so bilden denn die zunächst scheinbar merkwürdigen renegaten Strukturen des östlichen Mendrisiotto heute kein Hindernis mehr gegen die Auffassung einer primär doch aus dem Süden, in der Scheitellinie gegen Val Cavargna zu gerichteten, prinzipiell nach Norden vorgestossenen eigenen südalpinen Generoso-Decke mehr, die in weitem Bogen, von Valsassina bis in das Luganesische hinein, aber sicher über die jetzige rein erosiv bedingte Westgrenze der Generoso-Scholle hinaus, sich über die nördlich vorgelagerten insubrischen Elemente hinweggelegt hat. Diese Generoso-Decke hat dabei in relativ jungem, aber wohl noch nicht den eigentlichen insubrischen Phasen zuzurechnendem Sondervorstoss die bereits weit erodierte oberostalpine Kalkalpenwurzel der Salvatore-Mulde samt dem gleichfalls bereits durch Erosion blossgelegten Silvretta-Wurzelkristallin überfahren – ähnliche erosive Vorgänge illustriert neben anderem ja auch die Transgression der Gosau über dem kristallinen Horst der Steiermark, bis auf die kärntnerischen „Trias-Inseln“ im Raume von Eberstein und Sankt Paul oder sogar bis auf das Grundgebirge im Raume von Guttaring hinab –, und so bleibt östlich des San Salvatore die oberostalpine Kalkalpenwurzel des Drau-Zuges tief unter dem Vorschub der Südalpen begraben. Von da bis über den Comersee hinaus liegt dieser oberostalpine Wurzelkeil der Salvatore-Mulde samt den insubrischen Porphyraufbrüchen weit in der Tiefe, unsichtbar, zugedeckt durch die längs einer grossartigen

Reliefüberschiebung gegen Norden vorgewanderte Generoso-Scholle. (S. Karte, Tafel IX.)

Dort aber, wo in *Valsässina* der nunmehr in der Grigna-Scholle rückgefaltete Schubrand der Generoso-Masse wieder nach Südosten zurückweicht, da steigt unter dieser „vorderen“ wirklichen Grigna-Front in Valsässina auch die Kuppel der insubrischen Antiklinalen mitsamt den Resten der dieselbe im Norden begleitenden Salvatore-Mulde oder des insubrischen Drau-Zuges, in Form der Gewölbe von Valsässina und der Servino-Keile von Margno wieder mit gleicher Schiefe unter dieser südalpinen Nordostfront empor, wie diese Elemente im Gebiete von Lugano schief unter die Nordwestfront dieser gleichen Scholle untergetaucht waren. In aller Deutlichkeit streicht die Achse des kristallinen Valsässina-Aufbruches samt den Verrucano/Servino-Zügen von Margno schief südwestlich unter die deutlich quer dazu, d. h. gegen Nordwesten streichende Front der Grigna-Masse; eine Tatsache, die auch auf dem neuen Blatt Chiavenna der italienischen Landesaufnahme klar zum Ausdruck kommt. Die Überschiebung der grossen Scholle der in erster Linie comaskischen Südalpen, d. h. der Grossseinheit der Generoso/Val Solda-Alta Brianza/Grigna-Masse, ist somit auch östlich des Comersees noch nachweisbar über die insubrischen Antiklinalen und die Drau-Zug-Elemente bis auf das nördliche orobische Kristallin der Silvretta-Wurzel vorgefahren, auch hier in einem relativ jungem Stadium, nach stattgehabter kräftiger Erosion, somit auch hier in Form einer klassischen Reliefüberschiebung. (S. Karte, Tafel IX.)

Mit diesem Ergebnis aber stehen wir nunmehr vor unzweifelhaften Beweisen von ganz ausgedehnten und kräftigen Bewegungen der westlichen Südalpenscholle von der Po-Ebene gegen die zentralen Alpen hin, und *die Nordbewegungen in den westlichen Südalpen* sind nach den durch die vorliegende tektonische Analyse erschlossenen Tatsachen nicht mehr nur auf relativ lokale Gebiete beschränkt, wie zur Zeit, da ALBRECHT SPITZ weit vorausschauend aus diesen Gebieten nur von Nordbewegungen im Gebiete der Trias von Musso und solchen im Presolana-Stock berichten konnte. Nicht nur sind die Südalpen als Gesamtblöcke, entgegen jeder „dinarischen Konzeption“, vom Innenrand des Gebirges, d. h. vom allgemeinen Rückland der Po-Ebene gegen Norden hin vorbewegt worden – von einer Autochthonie der Südalpen, von der immer und immer wieder gesprochen wird, kann überhaupt nie und unter gar keinen Umständen die Rede sein –, sondern es zeigt auch das ganze weite Gebiet der westlichen Südalpen zwischen Comersee und Sesia in seinem ganzen Innenbau nichts wesentlich anderes als von Süden nach Norden bewegte Einzelemente. Die Sondermulden in der Silvretta-Wurzel sind, mit Ausnahme jener von Viona/Arosio, gegen Norden überkippt; das Silvretta-Kristallin selber steigt hier mit seiner Wurzel in erster Linie gegen Norden auf, vom Tamaro-Gebiet bis zum Legnone-Kamm; der Drau-Zug der Salvatore-Mulde ist gegen Norden überkippt und von Süden steil angefahren vom abermals nordwärts überkippten Nordrand des insubrischen Antiklinalkerns. Innerhalb desselben zeigt sich die gleiche Bewegungstendenz am Monte Fenera und mit grösster Wahrscheinlichkeit auch am Lugarnersee, und endlich erscheint als mächtigste Einheit der westlichen Südalpen, über alles andere gewaltig nordwärts vorgreifend, die Generoso/Grigna-Scholle, die auf 15–20 km Breite recht eigentlich deckenförmig die nördlich vor ihr liegenden eben genannten insubrischen Elemente bis auf die Silvretta-Wurzel hinauf überfahren und stellenweise sogar recht eigentlich verwaltet hat. Im tieferen Untergrund aber gingen auch nach dieser Generoso-Überschiebung die Bewegungen weiter; die Schubflächen wurden auch hier, genau wie in den zentralen Alpen, weiter und zum Teil beträchtlich verbogen, ja schliesslich sogar in den Muldenbau der insubrischen Porphyrrregion einbezogen, und endlich

passte die Sedimentmasse der südlichen Generoso-Scholle auch noch den später sich regenden Impulsen der weiter rückwärts gelegenen Trompialinie, d. h. deren westlichen Ausläufern, sich an.

Auf solche Weise fügt sich ein durchaus *neues Bild vom Bau der westlichen Südalpen*. Seit jeher schien es schwierig, hier den dinarischen Baustil mit gegen die Po-Ebene gerichteten Schüben verwirklicht sehen zu wollen; nun hat eine genauere Analyse, an Hand der seit 25 Jahren gewaltig angewachsenen neuen südalpinen Literatur und einer Menge eigener Beobachtungen früheren und späteren Datums, zu einem wie mir scheint befriedigenden Bilde geführt. Was meiner Meinung nach aber aus diesem neuen Bilde radikal zu streichen ist, das ist die bis jetzt immer wieder behauptete und mit auffallender Liebe gepflegte Idee von der Vorherrschaft einer mächtigen Bruchtektonik. Kleinere Querbrüche und sogar quere Verschiebungen sind wohl vorhanden und als solche auch nachgewiesen; aber ein so grossartiges Phänomen wie die Luganeser-Verwerfung mit 1000 m Sprunghöhe existiert in keiner Weise, und die vielen längsstreichenden sogenannten Verwerfungen im Salvatore-Zug und an dessen Südrand besonders, haben mechanisch und genetisch mit Verwerfungen nicht das mindeste zu tun, sondern sind einfach anlässlich der Aufrichtung der alpinen Wurzeln steilgestellte, rein alpine Schubflächen. Schubflächen, an denen sich die verschiedenen Elemente des Salvatore-Zuges in Form eigentlicher Gleitbretter durchaus ostalpinen Stils gegeneinander bewegt haben, oder ganz einfach der steile Aufschub des insubrischen Porphyrkerns gegen Norden hin. Die horizontale Bewegung beherrscht auch in den Südalpen das Feld restlos, und die Idee eines in erster Linie von Verwerfungen zerhackten südalpinen Schollenbaues, hervorgerufen durch den an sich bestimmt erfolgten „Niederbruch“ der Po-Ebene und damit verbundene Zerrungserscheinungen, kann als durchaus veraltet verschwinden.

---

In den westlichen Südalpen ging somit die Hauptschubrichtung ganz klar von der Po-Ebene gegen die zentralen Alpen hin, durchaus im Sinne unserer alpinen Gesamtkonzeption, und in scharfem Gegensatz zu der besonders von Osten her immer betonten, wenn auch von dort als den wirklichen Dinariden her primär bis zu einem gewissen Grade verständlichen „dinarischen“ Konzeption der Südalpen, nach welcher deren Bauelemente in erster Linie von den Zentralalpen und der pannonicischen Masse rückwärts, d. h. gegen die Po-Ebene, im Osten gegen die Adria bewegt worden sein sollten. Es ist daher einmal prinzipiell notwendig, mit unserer Betrachtung nicht einfach am Comersee Halt zu machen, sondern die hier im westlichen Südalpengebiet neu gewonnenen Anschauungen wenigstens in grossen Zügen auch in den östlichen Hauptgebieten der Südalpen nachzuprüfen. Das mag, von hier aus gesehen, auch besonders verlockend erscheinen angesichts der Umkrempelungen, die sich der Bau auch des sogenannten „dinarischen“ Apennins, d. h. des Kalkapennins zwischen Umbrien und der Basilicata, schon vor Jahren nach genaueren tektonischen Studien gefallen lassen musste.

Es soll somit in kurzen Zügen die Frage der Hauptschubrichtungen auch im grossen und entscheidenden Südalpenabschnitt östlich des Comersees überprüft werden.

## II. Bau- und Bewegungssinn der Südalpen im Osten des Comersees.

### 1. Allgemeines und Bedeutung der Etschbucht.

In immer gewaltigeren Massen ziehen die Elemente der südlichen Kalkalpen vom Comersee nach Osten, mit immer reicher sich gestaltender tektonischer Gliederung und immer mächtiger werdenden und komplexer zusammengesetzten Schichtfolgen, bis sie schliesslich im Querschnitt des Brenners, d. h. etwa zwischen Brescia, Verona, Vicenza und der Linie Meran–Pustertal, zusammen mit ihrer alten Basis in den Bozener Porphyren und den Brixener Phylliten, praktisch volle drei Fünftel der gesamten Alpenbreite einnehmen. Von 10 km Breite im Abschnitt der Sesia über rund 30 km Breite im Sektor von Como gewinnt die südalpine Zone schon im Querschnitt von Brescia an die 70 km Querprofil, und zwischen den kristallinen Massen des östlichen Adamello, dem Trompia-Aufbruch und der alten Basis der Cima d'Asta und von Bozen greift im Gebiete der Etsch das südalpine Sedimentgebirge, rein äusserlich im Kartenbild fast wie eine gewaltige in sich zusammengepresste Grabenfüllung, mit der Gardasee-Furche als Grabenkern sich präsentierend, in Form einer gewaltigen Bucht, eben der sogenannten „Etschbucht“, vom Alpenrand geschlossen bis nahe an Meran hinauf vor. Um die 140 km messen wir von Brescia oder Sirmione oder Verona bis zum Nordende der südlichen Kalkalpen der Etschbucht knapp vor Meran, und während in den westlichen Südalpen die offen zutage tretende Beteiligung des vormesozoischen Untergrundes am südalpinen Bau nur eine ganz geringfügige, stellenweise überhaupt völlig in der Tiefe verborgene war, treten im Querschnitt von Bozen im Osten der Etsch die gewaltigsten Porphyrmassen der Alpen, ja vielleicht ganz Europas, mitsamt ihrer altkristallinen Basis an die Oberfläche empor. Zwischen Borgo/Val Sugana und Meran erreicht dieser grossartige Porphyrschild von Bozen eine Breite von über 70 km – nicht eingerechnet dessen knappe südliche Fortsetzungen in den zwar vielleicht etwas jüngeren Porphyriten über der kristallinen Kuppel von Recoaro –, und dies auf eine Längserstreckung von abermals gegen 60 km, gemessen etwa zwischen Lavis im Tal der Etsch und Falcade in der oberen Valle del Biòis. Das sind Ausmasse, die in ihrer Gröszenordnung jenen des gesamten Kristallingebietes der Tessiner Alpen zwischen Airolo und Lugano gleichkommen und die von heutigen alpinen Bauelementen nur noch etwa in der Ötz-Masse als der grössten alpinen Deckscholle erreicht werden; Ausmasse von einer Eindruckskraft, die an sich schon ohne weiteres auch auf die gewaltige Bedeutung dieser südalpinen Bauelemente für den Gesamtbau und gleichzeitig auch für das Werden der Alpen hinweisen, und die eine für das ganze alpine Geschehen wahrhaft überragende Rolle dieses in erster Linie trentinisch/tirolischen Südalpenabschnittes auf den ersten Blick erkennen lassen. (Vergl. Tafel IX.)

Östlich des Meridians von Vicenza nimmt dann die Breitenentwicklung der südlichen Kalkalpen, ja sogar jene der gesamten Südalpenzone wieder ab, von immer noch rund 125 km Breite im Querschnitt Bassano–Brenner, und immer noch rund 90 km im Abschnitt des Cadore bis zu wenig über 50, ja stellenweise sogar nur wenig über 40 km am Tagliamento. In der östlichen Carnia und den Julischen Alpen allerdings schwanken, zwischen den Karawanken und der adriatischen Küste bei Triest, die östlichsten Südalpen nochmals zu grösseren Breiten, bis zu 90 und sogar über 100 km an, aber die gewaltige Entwicklung des Etschabschnittes wird innerhalb der eigentlichen Alpen, d. h. vor dem definitiven Auseinandertreten der alpinen und der dinarischen Elemente in der Krain, das in Tat

und Wahrheit ja bereits wenig östlich des Tagliamento-Durchbruches beginnt, nicht mehr erreicht.

Es schrumpfen so von diesem grossen zentralen Südalpenabschnitt der Etsch die südalpinen Bauelemente der eigentlichen Alpen sowohl gegen Osten wie gegen Westen mehr und mehr zusammen. Ein Phänomen, das klar zurückgeht auf schon primär verschiedene Breitenentwicklung der einzelnen tektonischen Einheiten im Gefolge weitgehenden Wechsels in der Zusammensetzung und im tektonischen Bild des voralpinen alten Unterbaues des Gebirges. Im zentralen Segment beherrscht neben dem kristallinen Untergrund vor allem die starre Masse der mächtigen „Porphyrtafel“ Bozens Bau und Stil des südalpinen Gebirges, im Osten und im Westen tritt dieser Porphyrschild hingegen stark zurück. In den Bergamasker Alpen und auch in Val Trompia bestreiten neben dem Altkristallin in erster Linie die permischen Sedimente den Hauptanteil des vormesozoischen Unterbaues, bis im Luganesischen, dann allerdings bis hinüber an die Sesia, die Porphyre erneut die Vorherrschaft übernehmen, während vom oberen Piave nach Osten als durchaus neuartiges Element das karnische Paläozoikum mit Silur, Devon, marinem Carbon und Perm fast ausschliesslich den südalpinen Unterbau bestreitet.

So zeigen sich im Gesamtbild der Südalpen deutlich drei nach ihrem Bau, ihrem Unterbau und ihren Schichtfolgen weitgehend und klar differenzierte Segmente: das der westlichen Südalpen, zwischen Sesia und Brescia; das der zentralen Südalpen, zwischen der Etschbucht und dem Ostrand der eigentlichen Dolomiten im Raum des Cadore; und schliesslich jenes der östlichen Südalpen, vom Piave-Querschnitt über jenen des Tagliamento bis in die Julischen Alpen und die Karawanken hinein. Was aber diese an sich so deutliche Aufgliederung des südalpinen Grundrisses doch in aller Klarheit kennzeichnet, das sind die ganz allmählichen seitlichen Übergänge des einen Segmentes in das andere, und damit natürlich auch die weitgehende Abhängigkeit der Strukturen der verschiedenen Südalpenelemente voneinander; es wird auf diese Dinge noch zurückzukommen sein.

Ein grosser Grundzug des südalpinen Zentralsegmentes aber liegt weiterhin, demselben durchaus allein eigen und nicht mehr wiederkehrend in den beiden anderen Südalpenabschnitten, neben einem in der Schichtfolge und in der Bozener-Porphyrtafel begründeten weit steiferen Baustil und dem gehäuften Auftreten mächtiger triadischer Eruptiva, vor allem auch in dem seit alter Zeit zwar schon erkannten, aber auf den ersten Blick im Gesamtbau der Alpen zunächst so abnorm erscheinenden Streichen des Etschbucht-Abschnittes im Westen der Etsch, im westlichen Veronese und von da bis nach Bozen und Meran hinauf. Das ist das berühmte, nach den vielgestaltigen Judikarien-Tälern im Osten des Adamello benannte „Judikarien-Streichen“. Vom östlichen Rand der brescianischen Ecke bis hinauf in den Nonsberg, nach Meran und Bozen, und hinüber in den Monte Baldo, die Berge von Trento und den Südrand der Dolomiten des Latemar, in Spuren sogar bis in die Sella-Gruppe und die westliche Marmolada, beherrscht dieses judikarische Streichen in scharf nordöstlicher bis nord-nordöstlicher Richtung den gesamten Bau dieses weiten zentralen Südalpenabschnittes, über ein Gebiet von 140 km Längs- und gegen 50 km Breitenausdehnung. In den Brescianer Alpen im Südwesten, dem Querschnitt zwischen Recoaro, Trento und Bozen im Osten, schwenkt aber dieses absonderliche judikarische Streichen ganz klar und allmählich in die normal-alpinen Streichrichtungen der Bergamasker Alpen, der Dolomiten, der Sette Comuni und der Belluneser Alpen ein, und es kann damit ganz prinzipiell die Frage sich stellen: Bedeutet das Umschwenken der Faltenachsen im Raume von Brescia etwa einen südalpinen Rambogen nach „dinarischer“ Konzeption, mit einem Vorschub der südalpinen Bauelemente gegen die Po-Ebene hin,

oder liegt hier nicht vielmehr der innerste Abschnitt einer im übrigen schon lange erkannten grossen gesamtalpinen Beugung vor, nämlich der Beugung der Rätischen Alpen, und geht nicht hier die primäre Bewegung sogar auch der Südalupelemente in der allgemein-alpinen Richtung von der Po-Ebene gegen das Vorland der Alpen, hier somit in erster und ganz direkter Linie von den Südalupe gegen die zentralen Alpenzonen hin?

Zu allen diesen Dingen kommt weiter noch das unterschiedliche Alter der Bewegungen in den verschiedenen südalpinen Elementen. Im Tessiner Abschnitt ist der Bau bestimmt vormiozänen, vielleicht sogar vor-chattischen Alters, gemäss den festgestellten Diskordanzen an der Basis der leider immer noch nicht genügend untersuchten Molasse von Como. Dieselbe steht aber auch sonst, auch gemäss ihrem schon im tessinischen Abschnitt verschiedene tektonische Zonen schief überschneidenden Grundriss, deutlich ausserhalb der eigentlich südalpinen Tektonik, gewissermassen nur als kaum beteiligte und erst zu allerletzt noch schwach dislozierte Randzone da, und zwar, gemäss den analogen Nagelfluhen des Mont' Orfano Bresciano, vom Langensee bis hinüber nach Brescia. Vom Gardasee an aber erscheint, im Osten der Linie Salò/Manerba-Riva, besonders deutlich und krass in Val Sugana, aber auch weiterhin dem ganzen venezianischen Alpenrand entlang, von Bassano ostwärts bis an den Tagliamento, die Molasse, und zwar zum Teil bis hinauf zum Torton, weitgehend in den südalpinen Bau einbezogen, wenn auch bestimmt erst in einer Spätphase desselben, aber zum Teil doch ausserordentlich scharf. Diese nach-tortonischen Bewegungen lassen sich allerdings deutlich, durch tortonische Synklinaleile als solche konkret dokumentiert, von Süden her nur bis an die Val Sugana-Linie und das Bellunesische erkennen, im Etschtal bis in die Stivo-Kette westlich Rovereto, in der Gardasee-Furche bis hinauf zum Monte Brione bei Riva; sie sind damit scheinbar beschränkt auf den südlicheren Randabschnitt der zentralen und östlichen Südalupe. Wir werden aber noch genauer zu untersuchen haben, ob diese spät-alpinen Bewegungen sich nicht, und vielleicht nicht einmal in nur geringem Masse, auch weiterhin sogar in den nördlicheren Abschnitten der Südalupe ausgewirkt haben, wo allerdings das ganze Miozän und mit demselben auch direkte Beweise für das Vorkommen dieser jungen Bewegungen bis heute fehlen, bis an das Klagenfurter-Becken im östlichen Alpenabschnitt heran.

Schon aus dieser kurzen Überschau geht so ein gewaltig komplexer Bau der gesamten südalpinen Randzone der Alpen hervor, dessen Mannigfaltigkeit wohl schon seit langer Zeit bekannt, aber erst in den letzten beiden Jahrzehnten wirklich genauer erkannt worden ist. Wollen wir aber nun über die grundlegende Frage der Schubrichtungen in diesem weiten Gebiet uns näher erkundigen, so wird es unerlässlich sein, zunächst einmal den konkreten Bau der Südalupe noch etwas genauer zu zergliedern, um damit ein allgemeiner gültiges Bild, eine generelle Übersicht wenigstens dieses südalpinen Baues zu gewinnen, aus dem in bezug auf das Bewegungsbild ja erst gültige Schlüsse gezogen werden können. Dies sei im folgenden erneut versucht.

## 2. Der südalpine Bau zwischen Comersee und Karawanken.

Im „Bau der Alpen“ hatte ich vor 25 Jahren versucht, die Gesamtheit der Südalupe Veneziens und der Lombardei nach den spärlichen damaligen Kenntnissen, und vor allem meist nur auf Grund der bis damals einzigen, und erst noch unvollständig, vorliegenden älteren, dazu unter sich sehr ungleichwertigen Karten, in zwei grosse Haupteinheiten aufzugliedern: die *Venezianische*, die östlich des Gardasees den venezianischen Alpenrand und den grössten Teil der venezianischen Alpen

überhaupt aufbaut, und die *Lombardische*, die vor allem die lombardischen Alpen in ihrer Gesamtheit, daneben aber auch die inneren Alpenteile Veneziens zusammensetzen sollte. Die venezianische Einheit erschien so gewissermassen, wie auf meiner tektonischen Karte der Alpen dargestellt, nur als eine relativ bescheidene südalpine Randzone gegen die Po-Ebene und die Adria hin, die am Gardasee in die Ebene hinaus setzte – im Gegensatz zu früheren Anschauungen, KOBERS vor allem, der die venezianische Aussenzone sogar heute noch bis in die Tessiner Kalkalpen hinein glaubt fortsetzen zu dürfen –, und die grosse Hauptmasse der Südalpen zwischen Tessin, Tirol und der Krain schien somit einfach aus der lombardischen Einheit zu bestehen. Dieselbe glaubte ich aber weiterhin, gemäss den spärlichen damals bekannten Anzeichen am Iseosee und in der Brenta-Gruppe sowie gewissen Sonderzügen der Dolomiten, weiter aufgliedern zu sollen in die eigentliche lombardische Stammeinheit und die derselben – allerdings nicht überall – von Norden her schwach aufgeschobenen sogenannten „hochdinarischen“ Elemente. Als solche wurden westlich der Etsch die Luganeser, Comasker und Bergamasker Alpen samt der Brenta-Gruppe und der nördlichen Val di Non betrachtet, im Osten der Etsch die Massen der eigentlichen Dolomiten, etwa im Norden der Marmolada-Überschiebung, und deren mutmassliche Fortsetzung in den östlichen Südalpen, d. h. in erster Linie die Julischen und die Steiner Alpen. Schon auf den erst 1926 veröffentlichten Profiltafeln zum „Bau der Alpen“ kamen zu dieser nunmehr „norddinarisch“ genannten Einheit hinzu die Elemente im direkten Hangenden des karnischen Paläozoikums samt diesem selbst, und wurde die Bezeichnung „hochdinarisch“ gegenüber „norddinarisch“ verlassen, weil es sich schon damals deutlich zeigte, dass das sogenannte „hochdinarische“ Element zum mindesten im südalpinen Osten sich gar nicht mehr etwa, wie die Brenta oder die Marmolada dies noch zu tun schienen, auf die lombardische Einheit gegen Süden hin aufschiebt, sondern ganz im Gegenteil von diesen lombardischen Elementen über weiteste Strecken, mit Sicherheit von westlich Pontebba bis in die Karawanken hinein, steil nordwärts angefahren wird.

Zwischen damals und heute aber liegt eine grossartige Epoche südalpiner Forschung. Manches, was vor einem Vierteljahrhundert nur in vagen Umrissen sich kundgab oder auf Grund mühsamer Analyse einer Unmenge und in sich sehr ungleichwertiger älterer Arbeiten und Karten nur dürftig sich erschloss, das ist heute über weiteste Strecken auf durchaus realer und moderner Grundlage neu durchforscht und vor allem auch neu kartiert worden. Im Abschnitt der Bergamasker Alpen sind es neben den neueren Arbeiten von PORRO, DESIO und TRÜMPY vor allem die langjährigen Bemühungen der Leidener Geologenschule, die sich zwar leider nicht bis in die südlichen und für die Deutung der südalpinen Tektonik vielfach gerade entscheidenden Randgebiete des Gebirges erstreckten. Leider stehen bisher auch die Ergebnisse der Schule DESIO aus den Bergamasker Alpen noch aus, samt dem von DESIO aufgenommenen Blatt „Bergamo“, dessen Erscheinen aber bald erwartet werden kann<sup>1)</sup>). Im Osten aber liegt als eine Leistung ersten Ranges die Neuaufnahme ganz Veneziens in der „Carta geologica delle Tre Venezie“, herausgegeben vom Magistrato delle Acque und geleitet von GIORGIO DAL PIAZ, nun fast lückenlos vor. Der Initiative des greisen, aber nimmermüden Padovaner Gelehrten, GIORGIO DAL PIAZ, seinem nie erlahmenden Antrieb, seiner hinreissenden

<sup>1)</sup>) Auf die unmittelbar vor der Drucklegung der vorliegenden Arbeit eben noch in meine Hände gelangte grossangelegte Zusammenfassung der Leydener Arbeiten über den Bau der Bergamasker Alpen durch DE SITTER kann hier leider nicht mehr eingetreten werden. Denn neben mancher Übereinstimmung ergeben sich hier erneut beträchtliche Gegensätze der Auffassungen, deren nähere Diskussion den Rahmen dieser Arbeit weit überschreiten würde.

Begeisterung und seinem Organisationstalent verdanken wir, allerdings zusammen mit der grossartigen Feldtätigkeit ungezählter seiner Schüler und Freunde – von denen unter den ersten und damit für die ganze Weiterentwicklung des Werkes recht eigentlich entscheidenden und lange Jahre die ganze Last allein tragenden älteren Mitarbeitern hier in erster Linie FABIANI, dann VARDABASSO, HAMMER, SANDER und CORNELIUS, für die ganze Carnia GORTANI und DESIO besonders erwähnt seien –, dieses heute in bezug auf seine Geschlossenheit und Einheitlichkeit fast einzigdastehende Kartenwerk. Bei dieser Gelegenheit sei weiter ganz besonders daran erinnert, welch gewaltigen Anteil speziell FABIANI –, der erstmals, und zum Teil unter schwierigsten Umständen, das ganze grosse Gebiet der zentralen Südalpen im Raume der Blätter Verona, Schio, Bassano und Trento nach einheitlichen Grundsätzen in grossartiger Weise aufgenommen hat, samt Teilen der Blätter Bolzano und Feltre –, ganz abgesehen von seinen klassischen Studien über die Entwicklung des Tertiärs in Venezien, an der modernen Erforschung der Südalpen hat. Demgegenüber ist der Mangel an neueren Untersuchungen im westlich an den Gardasee anschliessenden Gebiete besonders zu bedauern<sup>2)</sup>, denn zwischen der venezisch-lombardischen Grenze im Raume des Lago d'Idro und dem Gebiete nordwestlich Bergamo fehlen auch heute noch, gerade im wichtigen Abschnitt der Val Sabbia, des weiteren am Iseosee und in den südlichen Bergamasker Alpen bis an den Brembo heran, im Osten des Adamello in den nördlichen Judikarien und bis hinauf in die obere Val di Non, mit Ausnahme der prachtvollen Brenta-Karte TREVISANS, immer noch neue Kartenaufnahmen, und sind wir für das Verständnis des Gebirges noch immer auf eine Unmenge sehr verschieden zu wertender älterer und neuerer Arbeiten, unter diesen besonders jene COZZAGLIOS und CACCIAMALIS, angewiesen. Aber im grossen ganzen liegt zwischen der Südalpenkonzeption im „Bau der Alpen“ und heute ein ganz gewaltiger, durchaus konkreter und recht eigentlich tiefgreifender Fortschritt der Erkenntnis.

So wird es klar – und auch an der Zeit –, dass wir die damals als zutreffend erachtete erste summarische Gliederung der Südalpen erneut zu überprüfen haben. Und da ergibt sich folgendes:

Die alte Dreigliederung besteht in einem gewissen Sinne natürlich weiter zu Recht, aber mit ganz bedeutenden Modifikationen. Wir können auch heute noch, wenn wir wollen, eine südliche „venezianische“ Randzone vom Isonzo bis an den Gardasee erkennen, und diese innerste Südalpenzone streicht effektiv längs der Aufschiebung der Baldo-Kette in der Richtung auf Garda und Peschiera scharf quer zum morphologischen Alpenrand in die mantovanische Ebene hinaus. Die lombardische Einheit mit ihrer Unterteilung besteht als solche auch heute noch zu Recht, doch sind deren Abgrenzung gegen aussen und deren Zusammenhänge und Beziehungen mit der venezianischen Randzone des Ostens sowie die innerste „norddinarische“ Untereinheit etwas anders zu fassen und eindeutiger zu ziehen. Mir scheint, dass wir heute die Südalpen weniger nach ihrer Zugehörigkeit zu einer venezianischen oder einer lombardischen Einheit aufgliedern sollten – weil eine solche Aufgliederung nunmehr viel zu schematisch geworden ist – als vielmehr nach ganz konkreten Unterelementen der einzelnen Grundriss-Segmente, und dass die Gliederung des südalpinen Querprofils in verschiedene Unterzonen zunächst für sich innerhalb der einzelnen Gebirgssegmente geprüft werden muss und erst viel später im Gesamtzusammenhang der ganzen Südalpen betrachtet werden kann. Unter diesen Gesichtspunkten aber gelange ich, auf Grund des gesamten mir heute

---

<sup>2)</sup> Blatt Riva ist eben erst erschienen.

vorliegenden Tatsachenmaterials, d. h. der neueren Literatur und vieler eigener Beobachtungen, zu folgendem neuen Bild: (Vergl. Karte, Tafel IX.)

Es sind in den gesamten Südalpen, d. h. im Süden der austriden Wurzelzone zwischen Catena Orobica und Gailtaler Alpen, im Grunde genommen vier verschiedene tektonische Elemente erster Ordnung über einem unter sich teilweise sehr gegensätzlichen alten Unterbau zu unterscheiden:

1. die *Bergamaskische Grosseinheit*,
2. die *Tridentinische Grosseinheit*,
3. die *Karnische Einheit*,
4. die *Vicentinisch-Bellunesische Randzone* oder die *Venezianische Einheit*.

Die „*Bergamaskische Grosseinheit*“ umfasst neben den eigentlichen Bergamasker Alpen und dem Hauptteil der Judikarien im Osten vor allem noch die Brenta-Scholle, bis hinauf gegen Meran; im Westen die Grigna und die gesamten übrigen westlichen Südalpen, von der Alta Brianza durch die Luganeser Alpen bis an den Langensee und an die Sesia. Diese Bergamaskische Einheit ist das eigentliche Bauelement der wirklichen lombardischen Alpen, und wenn diese Einheit hier nicht mehr die lombardische genannt wird, so nur aus dem Grunde, weil dieser Begriff einst, wie wir sehen werden unberechtigterweise, über die ganzen Südalpen bis an den Tagliamento und sogar bis in die Krain ausgedehnt worden war. Den sichtbaren alten Unterbau dieser grossen Haupteinheit der westlichen Südalpen bilden die bergamaskisch-insubrischen Gewölbe – mit einem Überwiegen der Porphyrformation vom Luganese gegen Westen, den mächtigen Perm-Massen der Bergamasker Täler im Hauptabschnitt –, im Osten der Aufbruch von Val Trompia – mit Perm, Porphyr, wohl obercarbonischem basalem „*Verrucano*“ und Kristallin –, am Südwestrand der Brenta-Scholle die in den Judikarien weit gegen Norden vorgesleppte streichende Fortsetzung desselben zwischen Tione und Pinzolo, abermals mit Kristallin, Porphyr und Perm, nördlich der Val di Non endlich der Porphyr der Laugenspitze. Das Hauptgewicht der Porphyre liegt dabei sehr deutlich im Abschnitt Lugano–Sesia–Biella, die Hauptverbreitung der Perm-Sedimente in der Bergamaska selber und bis auf das Dach des Trompia-Kristallins. Von Valle di Càffaro und den Gebieten nördlich des Lago d’Idro gegen Nordosten schrumpfen dann, in der östlichen Adamello-Gruppe, Porphyrformation und übriges Perm in durchaus auffallender Weise schon zwischen Valle di Daone und Valle di Breguzzo, also schon südlich Val Rendena ganz enorm, Porphyr und Unterperm stellenweise sogar bis auf Null zusammen. Als östliche Äquivalente der Luganeser Porphyre, aber in der tektonischen Fortsetzung des Trompia-Aufbruches gelegen, erscheinen dann jenseits der oberen Sarca in rasch zunehmendem Masse die Porphyre an der westlichen Basis der Brenta-Scholle, im oberen Nonsberg jene des Monte Luco oder der Laugenspitze. (Vergl. Karte, Tafel IX.)

Die bergamaskische Einheit der südlichen Kalkalpen liegt so, bis an die Judikarien heran, ganz deutlich den insubrischen Antiklinalen im Norden, dem Trompia-Aufbruch im Süden auf. Dessen steiler Südabfall, ausgezeichnet sichtbar im Tale von Bagolino, das schon ESCHER VON DER LINTH und STUDER besucht haben, schiebt sich an der sogenannten „Trompia-Linie“ scharf südwärts, aber nur über sehr kurze Distanz, den südlich vorgelagerten Elementen der Val Sabbia auf. Alles was nördlich dieser Trompia-Linie, d. h. schon im Hangenden des eigentlichen Trompia-Aufbruches und dessen streichender Fortsetzung liegt, gehört somit zum bergamaskischen System. Und weil die Hauptachse des Trompia-Aufbruches von der Valle del Càffaro über Valle di Daone und Val Bondone deutlich gegen die

westliche Basis der Brenta-Scholle bei Tione hineinstreicht, südlichere Teilgewölbe desselben Trompia-Aufbruches aber über Condino in die direkte Basis der südlichen Brenta-Scholle im Norden von Storo ziehen, des ferneren im Nonsberg, gewissermassen als Gegenprobe, der Porphyrr der Laugenspitze im Kern derselben Brenta-Scholle erscheint, als klares nördliches Äquivalent der Porphyre in der Brenta-Basis von Val Rendena, so gehört eben, weil noch klar im Hangenden des Trompia-Aufbruches resp. seiner nordöstlichen Fortsetzung liegend, auch die Brenta-Scholle noch mit aller wünschenswerten Klarheit zum bergamaskischen System, und aus diesem Grunde kann auch der Trompia-Aufbruch in gar keinem Falle etwa im Sinne von Dozy u. a. in irgendeine nähere Beziehung mit jenem der Cima d'Asta gebracht werden. (Vergl. Karte, Tafel IX sowie Profil 7, 8, Tafel X u. Fig. 11, p. 322.)

Die weit interneren, weil deutlich schon im Süden der Trompia-Linie durchstreichenden Elemente der *Val Sabbia* und von *Brescia* aber setzen zwischen den Judikarien und dem Gardasee, wenn auch mit vielen Komplikationen, und im Osten noch bereichert durch das System des Monte Baldo, östlich des Lago d'Idro und Storo längs dem „Ost“-Rand der Brenta-Scholle, von derselben vielfach, aber bei weitem nicht durchgehend durch kurze Überschiebungen getrennt, in die rein *trentinischen Elemente* des Bondone, der Paganella und der Mendola fort; d. h. in Elemente, die nun mit aller Deutlichkeit der grossen Platte des Bozener Porphyrschildes aufruhen. Die Zone der *Val Sabbia* gehört somit, samt den Triasbergen im Süden der *Val Trompia*, irgendwie zum alten *Komplex von Bozen*, und dieser selber erscheint damit als Unterbau einer nächst inneren Einheit der Südralpen; einer Einheit, die durch die Trompia-Linie und deren Fortsetzungen an der „*Brenta-Linie*“ in aller Schärfe von der bergamaskischen Grossseinheit der westlichen Südralpen getrennt erscheint. Diese zweite südalpine Einheit sei hier, gemäss ihrer *Hauptverbreitung in der alten Venezia Tridentina*, neu die tridentinische genannt. Diese Bezeichnung spielt sowohl auf die Hauptstadt des alten Bistums Trient – das, vor dem Aufstieg der Grafen von Tirol und dem Eindringen der Bischöfe von Chur bis ins obere, ja zeitweise bis ins untere Vinschgau, primär ja das ganze Etschgebiet bis an den Brenner und die Pässe gegen das Engadin samt dessen unteren Teilen umfasste –, als auch auf die wildgezackten Bergformen der in dieser grossen Einheit gelegenen Dolomiten an.

Die „*Tridentinische Einheit*“ der Südralpen liegt mit allen ihren Unterelementen im *Dach des Bozener-Porphyr*s und seiner kristallinen Basis in der *Cima d'Asta* und den *Brixener-Phylliten*. Man könnte daher wohl diese Einheiten wie SCHWINNER auch die „*Bozener-Elemente*“ nennen. Aber da dieselben einerseits durch das ganze heutige Trentino hinab bis in die Brescianer Alpen, und von dort weiterhin über den Südteil des Iseosees mindestens bis in den Raum von Bergamo, ja in schmalem Zuge vielleicht sogar bis in die Niedere Brianza und das Stadtgebiet von Como reichen, andererseits auch ostwärts bis in die Carnia und die Julischen Alpen sich erstrecken, scheint mir die Bezeichnung dieser wichtigen Hauptzone der Südralpen nach der alten, zwischen Bergamo und der Krain so zentral gelegenen *Venezia Tridentina* die glücklichere zu sein. Die tridentinischen Einheiten umfassen aber alle nur Elemente, die in ihrem Streichen früher oder später einmal als alte Basis die Bozener-Porphyrtafel erscheinen lassen. So ist es mit den Zonen der *Val Sabbia* und der *Valle di Sarca* im Südwesten, so mit den östlichen Dolomiten des Cadore und der Carnia im Osten. Auf der Linie *Val Sugana-Bozen-Meran* resp. *Penserjoch* tritt in dieser grossen tridentinischen Einheit der zentralen Südralpen auf einer mächtigen Achsenkulmination ganz einfach überall der Bozener-Porphyrr als die alte Basis dieser Grossseinheit ans Tageslicht empor, selber unterlagert vom Kristallingebirge der *Cima d'Asta* im Süden, den Brixener Phylliten im Norden.

Dass diese tridentinische Einheit tatsächlich eine gegenüber der bergamaskischen beträchtlich internere Zone der Südalpen darstellt, zeigt durchaus klar einerseits das bereits erwähnte *Umschwenken* der bergamaskischen Elemente des Trompia-Aufbruches *längs den Judikarien* gegen Norden und das Einmünden der diesen Trompia-Aufbruch südlich begrenzenden sogenannten Trompia-Linie in die Überschiebungen am Ostrand der südlichen Brenta-Scholle im Raume von Valle di Ledro-Ballino – selbst dann, wenn es sich nicht um eine absolut direkte und genaue Fortsetzung derselben in die eigentliche Brenta-Linie, die es im Grunde genommen ja überhaupt nicht gibt, handeln sollte, sondern bloss um ein Ablösen des einen Elementes durch das andere –; andererseits aber, und dies vor allem, das Schritt für Schritt klar erkennbare Fortsetzen der noch deutlichen Bozener Einheiten der Mendola, der Paganella und des Bondone, die alle im Nordosten noch klar dem Porphyrschild aufruhen, durch die Berge beidseits der unteren Sarca in die Elemente des Lomasòn, von Arco und von Riva, Valle di Ledro und Val Sabbia, und weiter das ohne jeden Hiatus von dort nach Westen sich vollziehende Einschwenken dieser Valle di Ledro/Val Sabbia-Zone in die bergamaskischen Randeinheiten südlich der oberen Val Cavallina. Diese ganze tektonische Zone liegt *nicht* mehr auf dem Trompia-Kristallin – resp. seiner streichenden Fortsetzung – oder auch nur mehr vor dessen Randumhüllung, sondern deren Hauptmasse liegt ganz klar und deutlich *hinter der Trompia-Linie*, südlich und südöstlich derselben, und der alte Untergrund dieser tridentinischen Einheiten im Sektor der Val Sabbia und des südlichen Iseosees liegt ohne jeden Zweifel südlich der Trompia-Linie weit in der Tiefe des Trias-Gebirges verborgen. Eine südliche Abspaltung der Trompia-Linie kann allerdings auch unter die Steilzone von Sarnico ziehen. (Vergl. Tafel IX Profil 8, Tafel X.)

Der *Porphyrschild von Bozen* ist somit unter gar keinen Umständen in die direkte streichende Fortsetzung etwa der nordbergamaskischen Perm-Aufbrüche oder auch nur des Trompia-Aufbruches zu setzen, gewissermassen als deren mächtige streichende Erweiterung, sondern derselbe stellt, obschon heute weit im Norden gelegen, den alten Unterbau eines beträchtlich interneren, d. h. primär sicher weit südlicheren Elementes der Südalpen dar. Eines Bauelementes, das zwischen Monte Baldo und der unteren Val Cavallina bei Trescore im Raume von Brescia schief, im Osten sogar quer in die Po-Ebene hinaus streicht, und zwar in weiter, gegen Südwesten sich öffnender grossangelegter Virgation. Die westlichen Äste derselben streben südlich an Bergamo vorbei generell wohl etwa auf Mailand zu, mit äussersten Zügen sogar wohl gegen Como hinauf, die östlichen aber laufen vom unteren Gardasee direkt südwärts, etwa in der Richtung gegen Modena hin. Die grossartige Weitung des unteren Gardasees aber ist nichts anderes als eine der Folgen dieser grandiosen, im wahren Sinne benacensischen Virgation.

Das ganz sukzessive vor sich gehende Umschwenken der Elemente der Val Sabbia aus ihrer bergamaskischen, im grossen noch dem Veltliner-Streichen entsprechenden  $\pm$  E-W-Richtung im Raume zwischen Bergamo und Val Sabbia, in das judikarische Streichen scharf gegen Nordnordost, d. h. in die eigentliche Etschbucht hinauf, steht über jedem Zweifel. So müssen auch die inneren Elemente der westlichen Südalpen – d. h. jene der bergamaskischen Einheit – im gleichen Querschnitt, somit etwa über dem Ostteil des Trompia-Aufbruches, in die judikarische Richtung einschwenken, oder dieselben müssten in den Judikarien, längs der altberühmten, aber auch heute in ihrer wahren Bedeutung immer noch umstrittenen Judikarien-Linie einfach schief unter die nach Norden weit vorprellende Front der tridentinischen Einheit untertauchen. Wobei somit die tridentinischen Elemente in Form einer mächtigen südalpinen Schubmasse grossen Stils den ganzen

bergamaskischen Raum schliesslich bis an die austride Wurzel hinauf nordwärts überschieben und östlich der Judikarien vollständig zudecken würden. Das ist aber nicht der Fall – zum mindesten nicht bis nördlich Madonna di Campiglio und gegen Dimaro hin –, sondern die bergamaskischen Elemente machen das Umschwenken des Streichens der Val Sabbia-Zone in recht klarer Weise mit; denn das Hauptgewölbe der Val Trompia zieht der Judikarien-Linie entlang, gewissermassen längs derselben geschleppt, über Val Daone und Val Breguzzo, genau wie die interneren Sabbia-Elemente, in judikarischer Richtung schief nordöstlich nach Val Rendena und Pinzolo hinauf. Dort aber bildet diese nordöstliche Fortsetzung des Trompia-Aufbruches, vermindert allerdings um dessen mächtiges Unterperm – es ist allerdings in Spuren, sogar fossilführend, östlich Pinzolo immer noch da –, die alte Basis der Brenta-Gruppe; und diese *Brenta-Scholle*, die an ihrem Ostrand längs einer ganzen Schar meist steiler Bruchflächen – die, wie wir sehen werden, bisher durchaus fälschlicherweise stets unter dem Namen der sogenannten „Brenta-Überschiebung“ zusammengefasst worden sind –, vielfach scharf, wenn auch nicht überall und nirgends in hohem Masse auf die tridentinischen Züge von Ballino, der Paganella und der Val di Non aufgeschoben erscheint, gehört somit ganz eindeutig noch zum bergamaskischen, und zwar, gemäss dem Streichen des Trompia-Aufbruches in die westliche Brenta-Basis hinein, in erster Linie zum südbergamaskischen System. Dieses bergamaskische System der westlichen Südalpen schiebt sich damit, von Val Cavallina über Val Trompia und den Hintergrund der Valle di Ledro bis an den Ostrand der Brenta-Gruppe und Val di Non heute, zum mindesten an vielen Stellen, knapp rückwärts auf die primär interne tridentinische Einheit. Was allerdings in bezug auf die primär stattgehabten Bewegungen nicht ausschlaggebend erscheint, wie wir später noch sehen werden. (Siehe Karte Tafel IX und Profil 7 und 8, Tafel X.)

Im einzelnen ist zur Stellung der Brenta noch weiter zu bemerken, dass, ganz abgesehen davon, dass die innersten Gewölbeelemente des Trompia-Aufbruches sogar direkt unter die zentrale Achse der Brenta-Scholle hineinstreichen und im oberen Nonsberg im Porphyraufbruch der Laugenspitze wieder ans Tageslicht treten, auch die fazielle Entwicklung der Brenta-Scholle dieselbe klar und deutlich von den heute östlich daran anschliessenden Elementen der tridentinischen Einheit, vor allem der Paganella, aber auch von der Mendola und den Dolomiten auf das schärfste unterscheidet. Es sei nur an die gewaltige, nach TREVISAN bis 800 m mächtig werdende Entwicklung des Rhät – vor allem an die mächtigen oberrhätischen Kalke und Dolomite der Brenta-Gruppe, die höchstens rhätischem Dachsteinkalk vergleichbar sind –, erinnert, welches sowohl der Paganella-Scholle wie jener der Mendola und auch den benachbarten Teilen der Dolomiten vollständig fehlt. Desgleichen fehlt bis auf geringe Spuren der Bellerophonkalk der Mendola und der Dolomitenscholle und erscheint das Ladin der Brenta ohne jede Spur der schon an der Mendola deutlich einsetzenden berühmten Tuffe und Melaphyre der Dolomitenregion. Gegen Norden beginnt, mit dem Schmalwerden des Brenta-Raumes nördlich des Noce und mit der räumlichen Verkürzung gegen die Mendola, naturgemäss eine fazielle Annäherung an dieselbe; im ganzen Süden aber sind die Faziesgegensätze beidseits des Brenta-Ostrandes sehr scharfe. (Vergl. dazu Tafel VIII.)

Die genaue Abgrenzung der Brenta-Scholle gegen Osten hin erscheint vielfach noch unklar. Bisher wurde stets angenommen, dass der Ostrand der Brenta-Masse bis an die Kreide-Eozän-Mulde von Molveno heranreiche und dieselbe dort an steiler Schubfläche, in Form der eigentlichen sogen. „Brenta-Überschiebung“ ostwärts scharf überfahren. Die Dinge liegen aber in Wirklichkeit wesentlich komplizierter,

indem der Ostrand der Brenta-Gruppe, nach den Aufnahmen von FABIANI und TREVISAN, aber auch nach eigenen Beobachtungen, vielfach ganz klar und sogar bloss mittelsteil *unter* die Molveno-Mulde einsinkt und diese östlichste „Brenta-Scholle“ umgekehrt sehr deutlich durch eine glatte Schubfläche, die sogen. „Clamer-Überschiebung“, von der eigentlichen Hauptmasse der wirklichen Brenta-Schollen durchaus scharf getrennt erscheint. Wir kommen später abermals auf diese wichtigen Dinge zurück. (Vergl. Profil 7, Tafel X.)

Nördlich Cles hebt der nördlichste Rest der Brenta-Scholle, am Monte Luco, der früheren Laugenspitze kuppelartig emporgewölbt, aber von Osten her durch den Rand des Bozener Porphyrschildes an der sogenannten *Völlaner-Störung* steil unterschoben, gegen Norden über demselben aus, und jenseits der Etsch stösst die alte Basis der tridentinischen Einheit, in Form der Bozener-Porphyre im Süden des Iffinger und der Brixener-Phyllite, schon von Meran an und weiterhin durch das ganze Pensertal bis an die Eisack, direkt an den Tonalit des Iffinger selber und an den Brixener-Granit. Von irgendwelchem Rest der Brenta ist hier überhaupt nichts mehr zu sehen, und im unteren Pustertal schiebt sich das Kristallingebirge der tridentinischen Einheit als die eigentliche Dolomiten-Basis ganz direkt in steiler Schubbahn auf die oberostalpine Wurzel des Drau-Zuges auf. Sind Reste der Brenta hier irgendwo noch zu sehen?

Wohl sind auf verschiedenen Gipfeln der nördlichen Dolomiten, und zwar bis in die Sellagruppe hinein, d. h. bis um die 30 km südlich der tridentinischen Front im Pustertal, seit alter Zeit an sich nicht leicht verständliche, meist durch sogenannte „Gipfelfaltung“ erklärte Reste höherer Triasmassen über den Jura- und sogar Kreidebedeckungen der normalen Dolomitentrias beobachtet worden; Elemente also, die im Prinzip wohl zunächst als östliche Äquivalente der Brenta-Masse des Westens, wo ja eine Rückbewegung derselben über die tridentinische Einheit wenigstens streckenweise klar beobachtbar ist, gedeutet werden könnten. In der Gruppe des Puez östlich Val Gardena liegen Triasklippen auf rund 3 km Breite den jüngeren Kreide- und Juragesteinen auf; aber ich glaube doch, diese Lösung einer östlichen Fortsetzung der rückwärts gegen die tridentinischen Elemente gerichteten, im übrigen gar nicht durchgehenden Brenta-Überschiebungen, vor allem in einem solchen Ausmaße, nicht annehmen zu sollen. Die erwähnten Klippenmassen in den nördlichen Dolomiten können auch rein lokalen oder fast lokalen Ursprung haben – wir werden darauf zurückkommen – und die näheren Verhältnisse in Val di Non sprechen weit eher für ein gegen Norden hin langsam sich vollziehendes Ausklingen und Abschwächen der Brenta-Überschiebung und, zusammen mit der Querschnitt-Verringerung der gesamten Brenta-Scholle in der gleichen Richtung, für ein gegen die Etsch hin immer stärker sich abzeichnendes *Auskeilen des Brenta-* und damit des *bergamaskischen Raumes* überhaupt.

Das mag abnorm erscheinen, angesichts der gewaltigen Breite der bergamaskischen Gesamteinheit im Raume der Bergamasker Alpen, wo wir zwischen den orobischen Mulden im Norden und der südlichen Grenzlinie des Lago d'Endine an die 35 km Breite messen, im Querschnitt von Bergamo selber sogar deren 40; somit eine Breitenentwicklung dieser Scholle, die etwa jener der gesamten Glarner Alpen zwischen Reichenau und Weesen entspricht. Aber es sei gerade hier auf das so lehrreiche Gegenstück in den westlichen Südalpen hingewiesen, wo im luganesischen Kalkalpenbezirk das Gewölbesystem des Trompia-Aufbruches im östlichen Mendrisiotto mit der westlichen Fortsetzung der bergamaskischen Gewölbezone im Luganeser-Aufbruch sich schart, und wo von da westwärts die südlichen Kalkalpen weiterhin räumlich und faziell so stark verkümmern. Man kann sich vorstellen, dass der ganze mächtige bergamaskische Zentralabschnitt in erster Linie

sich installiert hat in einer mächtigen weiträumigen Virgationszone zwischen der luganesischen und der judikarischen Scharung der Elemente des Untergrundes, und dass der bergamaskische Raum so nach beiden Seiten hin, gegen Westen und gegen Osten, d. h. mit jeweiliger Annäherung an die beidseitigen, im Grunde schon alten, aber alpin neu aktivierten Scharungen allmählich auskeilt und sich verliert, dabei im Streichen aber abgelöst wird von anderen Elementen.

Diese Dinge müssen bestimmt schon mit älteren Strukturanlagen des tieferen Unterbaues verbunden sein: grösserer primärer Breitenentwicklung des bergamaskischen Sektors zwischen den weit auseinanderstrahlenden Virgationsästen der luganesischen und der judikarischen Scharung, die damit schon in voralpiner Zeit irgendwie durch die alten Strukturen des Untergrundes vorgezeichnet gewesen sein müssen; dazu mag eine stärkere Versteifung des Sektors von Bergamo auch infolge der übermächtigen Akkumulierung der permischen Sedimente eingetreten sein. Aber dass dieser bergamaskische Sektor wirklich eine durchaus eigene Sondergeschichte innerhalb der Südalpen aufweist, zeigt effektiv ja schon die durchaus auf diesen Sektor beschränkte und in den ganzen Alpen absolut einzige Verbreitung des nach Dozy bis zu 2000 m mächtigen in erster Linie marinen Unterperms der sogenannten *Collioschichten*. Dieselben sind in einer ausgedehnten queren Einmuldung, einer Art Bucht, am einstigen Südhang der alten westlichen pannonischen Scholle zum Absatz gelangt, als sandig-toniger Abtragschutt der den westlichen Ostalpen heute wohl nicht blass zufälligerweise grössten teils fehlenden alpinen Grauwackenzone; und wir dürfen weiter mit guten Gründen annehmen, dass dieses mächtige bergamaskische Unterperm, dessen genauere Untersuchung und Datierung wir – nach den ersten Untersuchungen EDUARD SUESS' in Val Trompia – vor allem den unermüdlichen Arbeiten von DOZY und seinen Kollegen verdanken, in eine äusserste nördliche Randzone des unterpermischen Trogkofelkalk-Meeres der Carnia, d. h. der bis heute unbekannt gebliebenen westlichen Fortsetzung desselben einzureihen ist. Dem Abschnitt der tridentinischen Einheit aber fehlt bis auf ganz geringe und höchst fragliche Spuren in der Umgebung von Bozen und bei Atzwang dieses bergamaskische marine Unterperm; es geht schon in den nördlichen Judikarien und im Nonsberg praktisch verloren und wird durch die in erster Linie kontinentale Bozener Porphyrr-Serie ersetzt, und in den östlich anschliessenden karnischen Abschnitten der Südalpen ist das untere Perm in Form der marinen Trogkofel-Schichten entwickelt. Der Bergamasker-Abschnitt der Südalpen hat also bereits im Perm eine durchaus eigene Geschichte gehabt, und dieser bergamaskische Sektor hat auch schon im Perm sehr deutlich ein östliches Auskeilen gezeigt. Genau übrigens, wie ein solches Auskeilen sich auch gegen Westen hin in den Luganeser Alpen, und dann vor allem gegen die Sesia hin nur zu deutlich kundgibt. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Gegen Osten enden die grossen Massen der *Bozener Porphyrr*-Serien unter der Scholle der nördlichen Dolomiten schon vor dem Meridian von Bruneck, und erreichen nur ganz unbedeutende letzte Ausläufer derselben unter der Grödener Basis der Sextener Dolomiten noch den Westrand des Kristallin-Aufbruches des Comelico in der Gegend von Danta, oder gar die Südabdachung des Dolomitgebirges von Sappada wenig westlich Comeglians. Der ganze Südabfall des karnischen Paläozoikums aber ist, vom Pustertal über Forni Avoltri bis ins Fellatal hinüber, vollständig porphyrfrei.

Gegen Süden erreichen schmale, vielleicht auch etwas jüngere Ausläufer des Bozener-Porphyrschildes noch das Gewölbe von Recoaro in Form der berühmten Porphyrite, und ist vielleicht auf diese Weise auch der wie bekannt auffallend starre und ruhige Bau Bau Sette Comuni, als noch über dem südlichsten Porphyrr-

schild liegend, besser zu verstehen; auch wenn an deren Nordrand südlich Borgo/Val Sugana zwischen den Phylliten und der Triasbasis, mit einer einzigen dazu noch unsicheren Ausnahme südlich von Caldonazzo, kein Porphyrr zutage tritt; denn derselbe kann natürlich lokal sehr wohl fehlen oder gerade am Nordrand der genannten Scholle alter Erosion anheimgefallen sein. Gegen Südwesten und Westen sinkt, und zwar auf der ganzen Strecke von Meran bis Val Sugana, die Porphyrmasse über grösste Breite in fast ungeschmälerter Entwicklung unter die tridentinischen Sedimente des eigentlichen Trentino und kennen wir ein weiteres neuerliches Auftauchen des permischen Untergrundes weiter im Südwesten innerhalb dieser Einheit bestimmt nicht mehr. Wir sind somit über die wirklichen westlichen Ränder des alten Bozener-Porphyrshildes nicht direkt orientiert, so wenig wie über die östlichen. Es steht aber dafür der wenn auch durch Längsbrüche etwas zerschnittene, im übrigen aber so klar akzentuierte Faltenbau der Paganella- und Bondone-Züge, schon von Mezzolombardo an, und bis hinab in die brescianischen Voralpen, in einem so grossen Gegensatz zum weit starrer anmutenden Schollenbau der eigentlichen Dolomiten im Dach der Porphyrmasse, dass wir wohl annehmen dürfen, der erwähnte judikarisch-baldensische Faltenbau sei, mitsamt seiner allmählich von den Dolomiten immer mehr abweichenden Fazies, neben anderen, noch konkreteren Anzeichen allerdings, als der Ausdruck eines allmählichen Schwindens der starren Porphyrtafel auch gegen Südwesten hin zu deuten. Wahrscheinlich liegt übrigens ein solches Auskeilen oder vielleicht auch durch alte Erosion bedingtes Wegfallen der Porphyrtafel gegen Südwesten bereits im Gebiete des Lago di Caldonazzo in der westlichen Val Sugana vor, wenn die kristallinen Schiefer westlich desselben noch zur Cima d'Asta-Masse gezählt werden dürfen; was deshalb wahrscheinlich erscheint, weil auch noch unmittelbar östlich Trento immer noch schmale Reste der basalen Porphyrformation, wenn auch nur in Form von Porphyrtuffen und den basalen Konglomeraten, an der Basis des Grödener-Sandsteins über dem nördlichen Phyllit-Ausläufer des Caldonazzo-Kristallins sich erkennen lassen. Im übrigen ein Fingerzeig mehr, dass die Masse der Marzola noch in das Dach der Cima d'Asta und damit zur tridentinischen Einheit gehört. Das aber ist auch insofern wichtig, als dieses Element der Marzola quer über die Etsch in den Ostabsturz des Bondone-Plateaus und längs demselben südwärts in die Basis des Dosso d'Abraimo fortsetzt und damit des weiteren, unter der von Westen darüber hinwegstossenden Stivo-Scholle und über den tieferen Elementen des Dosso Pagano, wenig nordwestlich Rovereto in das Element von Mori einmündet und durch dasselbe in die Gipfelplatte des eigentlichen Monte Baldo. Wohl ist gerade hier im Raume zwischen Trento und Rovereto, am Ostabfall der Bondone-Kette, im einzelnen noch manches etwas unklar und hangen deren Elemente scheinbar näher zusammen; aber am oben skizzierten grossen Zusammenhang zwischen Marzola-Platte und Baldo-Gipfelscholle ist wohl, auch nach den neuen Karten und den Aufnahmen FABIANIS und TREVISANS kaum zu zweifeln.

Am Ostabfall der Baldo-Kette setzt nun, mit der von der eigentlichen, wie eben dargelegt noch immer am ehesten tridentinischen Baldo-Gipfelscholle schwach gegen Osten überfahrenen Längsmulde von Caprino-Ferrara-Rovereto, das Ge-wölbesystem der *lessinischen Alpen* ein, mit dem kristallinen Kern von *Recoaro* und *Valle dei Signori*; als der Beginn der grossen südalpinen Randzone im Osten der unteren Etsch, d. h. der *vicentinisch-bellunesischen*, recht eigentlich wirklich *venezianischen* Einheit der östlicheren Südalpen.

Aus dem Raume von Garda und Bardolino durchzieht diese gewaltige *südliche Randeinheit* der gesamten östlichen Alpen die lessinischen Berge des Veronese und des südlichsten Trentino, die vicentinischen und bellunesischen Voralpen und

schliesslich die venezianischen Alpen bis über den Tagliamento hinaus. In einem Bogen, dessen Sehne zwischen Garda und dem Tagliamento-Durchbruch rund 200 km Länge erreicht und der sich weiter über abermals rund 50 km Länge bis über den Isonzo fortsetzt. Die grössten Breiten liegen im Westen, wo wir zwischen dem Torrente Maso am Südrand der Cima d'Asta und dem Rand der Ebene bei Bassano 40 km messen, oder quer zum Veronese sogar deren 50. Am Tagliamento-Durchbruch schrumpft diese grosse Randzone wohl auf wenig über 10 km zusammen, im Isonzogebiet erreicht sie aber sofort abermals an die 30 km Breite. So kommt diese südalpine Randeinheit, auch wenn wir ihr vorderhand nicht einmal ihre inneren Annexen in den Colli Berici und den Euganeen zurechnen wollen, an gewaltiger Dimensionierung ohne weiteres dem grossen lombardischen Bauelement der bergamaskischen Grossseinheit zwischen Sesia und dem Nonsberg gleich. Auch diese erstreckt sich über rund 250 km Länge und weist Breitenentwicklungen bis über 40 km auf. Die 350 km Länge, die wir von der grossen zentralen tridentinischen Haupteinheit der Südalpen, zwischen der unteren Val Cavallina und dem Krainer-Becken kennen, werden, soweit wie deren grössten Breiten im Querschnitt zwischen Penserjoch und Borgo/Val Sugana, mit 80 km, allerdings von keiner der beidseitigen Randeinheiten erreicht. Aber immerhin stellen sowohl die bergamaskische wie die südliche Randeinheit ganz gewaltige Bauelemente des Alpenkörpers dar; es sei nur daran erinnert, dass beispielsweise die Sehne des gesamten schweizerischen Alpenrandes zwischen Genfersee und Rheindurchbruch ihre 240 km misst, oder dass die Breitenentwicklung der südalpinen Randeinheit sich im grossen mit jener der helvetischen Alpen etwa im Querschnitt von Gersau oder Weesen zum Vorderrheintal ohne Zwang vergleichen lässt.

Wie soll man nun diese grosse innerste Randzone der Alpen nennen? Dass eine kurze treffende Bezeichnung zweckmässig wäre, ist kaum zu bestreiten, aber wie soll *in concreto* diese wichtige Randzone der östlichen Südalpen heissen? Sie baut effektiv den venezianischen Alpenrand auf, von der Etsch bis an den Isonzo, und setzt weiterhin grosse Teile der Voralpen Veneziens zusammen, im Querschnitt des Piave sogar grössere Teile der bellunesischen Hochalpen. Die Bezeichnung als „venezianische“ Einheit wäre deshalb sicher im Grunde genommen auch heute noch die gegebene; nur wurde dieser Name schon gebraucht und ist auch die damit bezeichnete Zone seinerzeit, mangels genauerer Daten und Kenntnisse, unrichtig gehandhabt und abgegrenzt worden. Wollen wir daher aus diesem Grunde eine „venezianische Zone“ in Zukunft aus dem tektonischen Bilde ausscheiden, so hält die Wahl einer bezeichnenden Benennung recht schwer. Überblicken wir aber die Fülle bedeutenderer und damit vielleicht für unsere Zwecke in Frage kommender Lokalnamen zwischen unterer Etsch und Tagliamento, so sticht in erster Linie einer besonders hervor: *Belluno*. Einerseits liegt das Becken von Belluno im zentralen Segment der ganzen zu benennenden Zone, samt Belluno selber, ähnlich wie Bergamo im Zentralsegment der bergamaskischen Grossseinheit liegt; andererseits wird wohl rund die Hälfte dieser grossen Zentralprovinz der östlichen Südalpen, d. h. eben der Provinz Belluno, effektiv von den verschiedenen Elementen der in Frage stehenden Einheit aufgebaut. Wir könnten auf solche Art daher mit guten Gründen unsere alte „venezianische“ Einheit in der Folge die „bellunesische“ nennen. Diese Einheit würde abermals in verschiedene Unterelemente zerfallen; westlich des Canale di Brenta in die Zone der lessinischen Alpen und der Sette Comuni, die Zone von Recoaro und jene des Pasubio; im Raume von Feltre-Belluno in die Feltriner und Belluneser Hochalpen, das Becken von Belluno, die Zone des Monte Grappa und den Beginn der sogenannten venezianischen Dome im Süden des Beckens von Belluno, mit ihrer Fortsetzung in den Bosco del Cansiglio,

und schliesslich die Fortsetzung aller dieser bellunesischen Unterzonen in die Provinz Udine hinein, bis an den Tagliamento. Das klassische Tertiärbecken von Belluno selber wäre gewissermassen das Zentralgebiet der ganzen bellunesischen Einheit.

Diese *bellunesische Einheit* neuer Prägung erstreckt sich von der unteren Etsch bis zum Isonzo, mit höchst komplexem und in den verschiedenen Abschnitten recht unterschiedlichem Bau. Am „adriatischen“ Gebirgsrand bildet die südalpine Molasse Veneziens, bei Vicenza die Tertiärmulde der Colli Berici die natürliche Abgrenzung gegen Süden, d. h. gegen die venezianisch-friulanische Tiefebene und das vulkangekrönte Gewölbesystem der Euganeen hin. Beidseits Verona streicht diese ganze Einheit beinahe quer in die Po-Ebene hinaus, nach Südosten setzt sie in die inneren Elemente Istriens, d. h. vor allem im Karstgebiet zwischen Istrien und der Krain, fort. Die Kreidegewölbe des Triestiner Karstes im Raume Monfalcone-Gradisca jedoch, deren anhaltende Aufwölbung sich sogar noch in der Ebene von Palmanova bemerkbar macht, oder weiterhin im Wechsel des Flussbildes der friulanischen Flüsse, erscheinen im grossen als die östlichen Äquivalente der Gewölbezone der Euganeen. Wie aber steht es mit der Abgrenzung dieser ganzen bellunesischen Einheit gegen Norden hin, im Alpenkörper selber?

Auf der ganzen Strecke zwischen unterem Gardasee und dem Südrand der Julischen Alpen am Isonzo stossen die nördlichsten Bellunesischen Elemente an den Südrand der tridentinischen Einheit. Aber gerade hier zeigt sich, wie schwierig und zum Teil überhaupt fast nutzlos es ist, zwischen den grossen Haupteinheiten der Südalpen nach konkreten Grenzen zu suchen. Wohl stehen sich zonenweise die beiden Einheiten in grosser Schärfe gegenüber, wie in Val Sugana und von da hinüber bis nach Ågordo im Tale des Cordevole, wo längs dem Südrand der Cima d'Asta-Masse, an der sogenannten Vaisugana-Linie, die Abgrenzung zwischen tridentinischer und bellunesischer Einheit in ähnlicher Schärfe verwirklicht ist, wie die Scheidung der tridentinischen von der bergamaskischen Zone an der Trompia-Linie im Westen der Etschbucht. Aber genau wie dort, sowohl gegen den Nonsberg wie gegen Bergamo hin, die trompianische Schärfe der Grenzlinie sich verliert und vielfach Übergänge, auch solche fazieller Natur von der einen zur anderen Zone sich zeigen, in der unteren Val Cavallina oder im oberen Nonsberg etwa, so verliert auch der Südrand der Cima d'Asta-Masse mit der berühmten Val Sugana-Linie sowohl gegen Osten wie gegen Westen an Prägnanz und zeigen sich auch hier zum Teil regelrechte und eigentliche Zusammenhänge quer zum Streichen zwischen tridentinischen und bellunesischen Elementen. Und diese Verwischung der Grenzlinie geht dabei oft so weit, dass über ausgedehnte Gebirgsteile die beiden Einheiten weitgehend ineinander überleiten und eine wirkliche Abgrenzung der einen Zone gegen die andere praktisch fast illusorisch wird. Das ist wohl eine schwache Seite jedes über weitere Räume gültig sein wollenden Aufgliederungsversuches in den ganzen Südalpen, vom Tagliamento bis ins Bergamaskische und die Brianza hinein, aber das heisst deswegen noch lange nicht, dass solche Versuche überhaupt an sich wertlos seien, sondern bedeutet nur, dass trotz an sich weitgehend möglicher Aufgliederung des südalpinen Baues in einzelne mächtige Unterzonen dieselben doch immer wieder über grosse Strecken ineinander übergehen und die Grenzen sich über gewisse Abschnitte hinweg verwischen, und zwar sowohl in fazieller wie in tektonischer Beziehung. Und das wiederum zeigt eben gerade wie nichts anderes, dass im Grunde genommen die *ganzen* Südalpen, von der bellunesischen Zone im Süden über die tridentinische bis in die bergamaskische Einheit, ja sogar bis in das oberostalpine Wurzelgebirge hinein, nur eine einzige gewaltige Einheit bilden: die *südalpine Scholle*. Gerade darum, aber auch als Grundlage für die Erkenntnis

der konkreten Bewegungsrichtungen in dieser ausgedehnten südalpinen Scholle, ist ein näheres Studium der fraglichen Grenzzone von höchstem Interesse.

Im einzelnen zeigt sich, vom Gardasee zum Isonzo, die *Grenzzone zwischen tridentinischen und bellunesischen Elementen* etwa wie folgt:

Im *Monte Baldo* ist, von Caprino bis über Rovereto hinaus, die Abgrenzung deutlich. Und wenn auch zu sagen ist, dass die Faziesgrenze zwischen venezianischer und lombardischer Fazies erst westlich der Baldo-Kette, ja zum Teil sogar erst westlich des Gardasees durchzieht, so ist daran zu erinnern, dass, genau wie die Elemente von Riva/Valle di Ledro, auch die Paganella dieselbe noch immer venezianische Fazies zeigt, aber deswegen trotzdem zweifellos, wie die Stivo- und Bondone-Kette oder wie die Mendola, dem Bozener-Porphyr aufruht und somit vom tektonischen Standpunkt aus unserer Definition gemäss ganz sicher noch tridentinisch ist. Die Faziesgrenzen fallen eben auch hier wie anderswo in den Alpen keineswegs mit den späteren tektonischen zusammen und die tektonischen Linien folgen eben auch hier nicht durchwegs den alten Faziesgrenzen, sondern richten sich weitgehend nach der weit älteren Struktur des tieferen Unterbaues. Man wird vielleicht demgegenüber sagen, weder Paganella noch Stivo-Kette noch Bondone lägen überhaupt wirklich auf der Bozener-Porphyrplatte, und es ist daher vielleicht nützlich, in dieser Beziehung überhaupt noch einen kurzen Blick auf die nähere Umgebung gerade von *Trento* zu werfen. (Vergl. dazu Blatt Trento und die Karte von Tafel IX.)

Da zieht von Valle di Sarca und Castel Toblino her die Paganella-Überschiebung, klar gegen Osten gerichtet, gen Norden ins Etschtal bei Zambana. Dort erscheint ihre streichende Fortsetzung durch einen mächtigen Querbruch unvermittelt, um 300–400 m, auf den Westrand der prachtvollen Terrasse von Fai verworfen. An diesem Querbruch ist somit der nordöstliche Flügel gegenüber dem südwestlichen gehoben, und zwar bis hinüber in die Senke zwischen Andalo und Spormaggiore im südlichen Nonsberg, wo der Bruch scheinbar erlischt, vielleicht aber doch, wenn auch mit umgekehrtem Bewegungssinn, in den Ostrand der Brenta-Scholle zwischen Sporminore und dem Ausgang der Val di Tövel bei Tuènno noch weiter fortsetzt. Im Raume von Cavedago aber sind Oberjura und Kreide der eigentlichen Paganella-Scholle durch diesen Bruch direkt gegen die gehobene Trias/Liasmasse des Dosso della Zia verworfen. Der *Bruch von Zambana* ist aber nicht bloss eine gewöhnliche Verwerfung, sondern es hat an ihm auch eine hübsche und sogar recht beträchtliche Querverschiebung des östlichen, d. h. des gehobenen Flügels gegen Nordwesten hin stattgefunden; eine Querverschiebung, dank welcher auch das Muldensystem von Molveno–Andalo–Cavedago weiter nach Norden vorgetragen worden ist, bis in die streichende Fortsetzung der eigentlichen „Brenta-Scholle“ im Raum von Sporminore, und es ist vielleicht gerade dieser Abschnitt der „Brenta-Überschiebungen“, bis hinauf gegen Tuènno, auf eigentliche Interferenzen zwischen diesem Querbruch von Zambana, der nordwärts abnehmenden Breitenentwicklung der Brenta-Scholle und Unterschiebungsphänomenen vor der Front der gerade hier stärker nordwestwärts vorgesleppten nördlichen Paganella-Scholle im Raume nordwestlich Mezzolombardo zurückzuführen. Die Aufnahmen FABIANIS auf Blatt Trento zeigen diese Dinge in schönster Klarheit. Der Verschiebungsbetrag an diesem Querbruch von Zambana, um welchen die östliche Fortsetzung der Paganella-Scholle scharf gegen Norden vorgeschoben worden ist, beträgt an die 2 km.

Jenseits der Etsch zieht dieser Bruch von Zambana aber weiter, ebenfalls dargestellt auf Blatt Trento. Es ist die Verwerfung, die, auch hier noch immer verknüpft mit einer Querverschiebung, die berühmt gewordene, so eigentümlich

schiefgelagerte Scholle des *Monte Calisio* im Südwesten vom südwestwärts schon langsam niedersinkenden Porphyrschild des untersten Fiemmetales und seiner normalen Sedimentbedeckung in aller Schärfe trennt. An dieser Linie sinken die westlichsten „Enden“ der Bozener-Porphyrplatte brüsk in die Tiefe, und deswegen erscheint die Frage erlaubt, ob überhaupt die tektonischen Einheiten westlich der Etsch, die ja, vor allem gegenüber der Brenta, noch deutlich venezianische Faziesentwicklung zeigen, noch wirklich dem Bozener-Porphyr aufruhen und damit auch sicher zu den tridentinischen Elementen der Südalpen gezählt werden dürfen. Absurd genug, dass sich gerade hier in der Umgebung von Trento selber die Frage nach der wirklichen Zugehörigkeit zur tridentinischen Einheit stellt. Die Dinge lösen sich aber, ausgehend von der Verwerfung von Zambana im Westen der Etsch, rasch und gut.

Die Bruchlinie am Nordostrand der Calisio-Scholle ist die Fortsetzung der Verwerfung von Zambana. Der einzige Unterschied gegenüber den Verhältnissen westlich der Etsch liegt darin, dass hier im Osten die niedergesunkene Scholle an der Bruchfläche noch kräftig geschleppt worden ist. Das erklärt die in den Profilen FABIANIS und TREVISANS so klar zum Ausdruck gebrachte steile Aufrichtung der Calisio-Schichtreihe in der Nachbarschaft der Bruchfläche. Daneben schneidet diese Bruchfläche nördlich des Calisio aber auch eine Reihe von deutlichen Faltenelementen der südwestlichen Porphyrrplatte quer ab; dort schiebt sich das Porphyrgewölbe von Lavis auf die nordwestlich vorgelagerte Trias von San Michele/Faedo-Salurn, gegen Süden normal absinkend in die Perm/Werfenermulden des Monte Corno. Betrachten wir aber die Westseite des Etschtales, so erkennen wir auch dort zwei durch eine Gewölbezone getrennte Mulden: die Kreide/Tertiärmulde des Lago di Terlago-Baselga und die Kreide/Tertiärmulde von Sardagna, beide getrennt durch das Triasgewölbe des grossartigen Buco di Vela. Die Faltenelemente der Ostseite der Etsch sind damit – nur längs der Verwerfung des Calisio gegen Südwesten krass abgesunken und gegenüber den vorpflappenden Elementen des Porphyrschildes längs der an der Verwerfung auch hier stattgehabten Querverschiebung etwas zurückgeblieben –, auch auf der Westseite der Etsch noch immer vorhanden, und damit sind in aller wünschenswerten Klarheit die Elemente der Stivo-Kette, aber auch jene die Sardagnamulde im Süden von Trento überragenden des Palone und des Bondone-Plateaus, gemäss dem Streichen der Faltenachsen ins einwandfreie Hangende der Porphyre zu setzen. Dass diese Bozener-Elemente aber gerade hier, im Gegensatz zu ihrer starren Haltung weiter im Nordosten, deutliche Zeugen auch ausgesprochener Faltung erkennen lassen, weist doch recht klar auf ein langsames südwestliches Auskeilen der starren Porphyrrplatte im Raume westlich der Etsch hin. Womit abermals der dortige Faltenbau verständlicher wird. Im übrigen erscheint gerade die Mulde von Sardagna im Osten der Etsch in jener des Monte Calmùz merkwürdig schief nach Norden vorgedreht, was einerseits wohl auf eine gewisse Verdrehung der gesamten Calisio-Scholle neben dem am Zambana-Bruch in aller Deutlichkeit erfolgten stärkeren Vorschub der Porphyreinheit zurückgeht, gewissermassen auf eine Schleppung im Streichen, andererseits auch verständlich wird angesichts des gewaltigen Vorschubes der Marzòla-Platte im Süden dieser Muldenelemente. Es ist zudem durchaus wahrscheinlich, dass eine weitere Bruchzone im Untergrund von Trento selber vorhanden ist, an der die Elemente von Sardagna gegenüber jenen des Calisio/Calmùz gegeneinander verschoben sind, eine Bruchzone, deren Spuren sich übrigens südlich Trento an steilen Rutschflächen und flach verlaufenden Rutschstreifen in der Grödener-Serie längs der Strasse gegen San Rocco noch deutlich erkennen lassen, und die weiterhin wohl auch den relativ jungen Durchbruch der Etsch in diesem Gebiete, d. h. deren Ab-

lenkung aus der alten Längstalfurche gegen das Sarca- und Gardasee-Tal gegen Trento bewirkt haben mag. Für eine Fixierung des Alters dieser Bewegungen am Bruchsystem von Trento sind diese Zusammenhänge wohl von etwelcher Bedeutung.

Nach diesem notwendigen Exkurs in den Talkessel von Trento, um dessen Enträtselung FABIANI und TREVISAN seit vielen Jahren sich schon bemüht haben, kehren wir zurück nach Rovereto, bis wohin die Grenzlinie zwischen der tridentinischen Baldo-Gipfelscholle und den äussersten bellunesischen Elementen der lessinischen Alpen sichergestellt ist. Da fehlen nun, von der Etsch bis nach Caldonazzo in der oberen Val Sugana, sichere Anhaltspunkte für eine Abgrenzung der beiden Einheiten. Entweder ist der Nordrand der lessinischen Alpen, d. h. im besonderen der Pasubio-Platte, durch einen unklaren oder durch die Aufschüttungen des Etschtals und dieses selber in seinem Gehaben verwischten Faltenbau mit den Elementen der Marzola und ihren südlichen Fortsetzungen über den Quarzphylliten der Cima d'Asta und damit der tridentinischen Einheit einfach verbunden und hangen eben hier bellunesische und tridentinische Einheiten unter sich näher zusammen, wie weiter im Osten auch, oder eine Grenzlinie zwischen den beiden Einheiten ist auch hier vorhanden, nur vorderhand noch nicht genauer als solche erkannt. Beide Möglichkeiten sind gegeben; es scheint mir aber doch denkbar – dies bleibt allerdings noch zu untersuchen –, dass die in Val Sugana bis wenig östlich Centa noch in aller Schärfe vorhandene Grenzfläche zwischen bellunesischer und tridentinischer Einheit das Etschtal auch über die fehlenden 10 km Längserstreckung doch irgendwie erreicht. In dieser Beziehung ist auffallend das Auftreten von Melaphyren und Porphyriten in der Triasmasse des Centatobels, eine sichere Aufteilung der Hauptdolomitmasse des Becco di Filadonna durch mindestens Raibler-Schichten, die gegen Süden geneigte, allerdings auch axial gegen das Etschtal absinkende Liasplatte der Cima del Campiolett und endlich die südlich längs einem steilen Längsbruch angrenzende, ganz normal südwärts unter die Jura/Kreidemulde von Folgaria-Monte Finocchio einsinkende Trias-Scholle von Besenello-Castel Beseno, die an dem erwähnten Längsbruch steil und diskordant der nördlich davon gelegenen Liasplatte aufgeschoben erscheint. Es wäre somit durchaus möglich, hier vielleicht doch einmal eine genauere Abgrenzung der beiden grossen südalpinen Einheiten, der bellunesischen und der tridentinischen, durchzuführen. Das Problem sei hier gestellt, nachdem sich mir sowohl vom Plateau von Lavarone wie vom Etschtal aus die Dinge sehr wohl in diesem Sinne zu präsentieren schienen. Im übrigen scheinen die Bruchsysteme von Zambana-Calisio auch hier noch eine Rolle zu spielen, wäre doch im Tobel südlich Centa die ganze Nordfront der Sette Comuni gegenüber Valsugana recht deutlich, um rund 1 km mindestens, südlicher zurückgeblieben, oder der Ostflügel der Bruchzone, genau wie bei Trento, um diesen Betrag gegenüber dem Westflügel vorgestossen worden. Dass Querbrüche auch weiterhin in diesem südlichen Trentino das klare Bild der tektonischen Zusammenhänge beträchtlich zu stören vermögen, zeugt auch in klassisch schöner Weise das Bruchsystem von Mori, an dem, laut Blatt Schio, abermals eine bedeutende Querverschiebung die Elemente der Stivo-Kette von jenen des Monte Baldo trennt. (Siehe dazu u. f. folgendes Karte Tafel IX und Profil 5, 6 und 7, Tafel X, für Details die Aufnahmen FABIANIS auf Bl. Trento, Feltre, Schio.)

In Val Sugana sind die Tatsachen, wie seit langem bekannt, in grosser Klarheit aufgeschlossen. Die bellunesische Nordfront übersiebt dort, teils mit Grundgebirge, teils mit Quarzporphyren, teils nur mit Perm und Werfener-Schichten oder sogar nur mit anisischem Muschelkalk den im Zuge der Armentera steil zur Tiefe sinkenden Südrand der tridentinischen Einheit, und zwar liegen, auf über 15 km im Streichen aufgeschlossen, als jüngste Schichtglieder der Cima d'Asta-Sediment-

serie Oligozän und Miozän, und zwar stellenweise bis hinauf zum Torton, fossil-führend vor und unter den nördlichen Frontelementen der bellunesischen Einheit. Im Raume von *Borgo* sinkt das südlichste Teilelement der Cima d'Asta, d. h. der Zaccòn, axial steil ostwärts in die Tiefe, und in die anschliessende Achsendepression stösst die bellunesische Front im *Civaròn* und *Monte Lefre* plötzlich um rund 2 km weiter nach Norden vor. Südlich der genannten Berge aber ist das basale Miozän des Beckens von Borgo noch weiterhin in einem langen Streifenfenster aufgeschlossen, sogar bis 3 km hinter die Nordfront des Monte Lefre im Raume östlich Strigno. Am Torrente Maso jedoch überstösst die nördliche Hauptmasse der Cima d'Asta klar die reduzierte Schichtfolge von Borgo in mittelsteiler, seit ihrer Entdeckung klassisch gewordener Süduberschiebung; die tridentinische Einheit springt hier gegen Süden aus, ganz ähnlich wie die Presolana in den Bergamasker Alpen oder die Brenta-Schollen im Raume von Molveno dies tun. Aber schon nach weniger als 10 km gegen Osten hin stossen Asta-Süd- und bellunesische Nordfront ganz direkt zusammen und ziehen von da an einer einzigen gewaltigen Störungsfläche, stets steilgestellt nach Osten. Es sieht an dieser Linie nach einer eigentlichen Kampfzone zwischen diesen beiden Elementen aus, indem einerseits steile Aufschiebungen des Cima d'Asta-Kristallins über das bellunesische Randmesozoikum, andererseits aber auch deutliche Bewegung dieser bellunesischen Frontelemente gegen und sogar auf die Cima d'Asta-Masse erkennbar sind. Auf jeden Fall aber streicht diese, die sogenannte „nördliche“ und die „südliche“ Val Sugana-Linie nun vereinigt umfassende Störung nördlich des Brocòn und Gòbbera als klare Grenze zweier scharf getrennter grosser tektonischer Einheiten in das Becken von *Primiero* am Südfuss des Rollepasses. Dort komplizieren sich die Dinge an der Val Sugana-Linie nun ein erstes Mal.

Die eigentliche Sugana-Linie als scharfe Schubfläche verschwindet hier in die Tiefe, weil im Grunde die ganze Cima d'Asta-Masse auf der Linie des Rollepasses axial unter ihre gewaltige Sedimentumhüllung in den berühmten Pale di San Martino untertaucht und zunächst nur ein schmaler Antiklinalkern von Porphyrr, Perm und Werfener-Schichten dem Südrand der Pale entlang über den *Passo di Ceréda* nach Osten zieht. Ein einfacher, wenn auch steiler Gewölbekern trennt hier tridentinische und bellunesische Einheit, und die Trias der südlichen Pale verbindet sich über das genannte Gewölbe mit der nördlichsten Trias der bellunesischen Zone in der Sass de Mura-Kette, wo dieselbe, infolge von Scharungerscheinungen in diesem Querschnitt, sich lokal gegen Süden über die Kreide der nächst angrenzenden bellunesischen Mulde schiebt. Jenseits des Passo di Ceréda aber taucht im Antiklinalkern des Ceréda-Gewölbes der *Kristallinaufbruch von Gosaldo* empor, bei *Vall'alta*, wo die alten Quecksilbergruben liegen, an seinem Südrand von einem weiteren Porphyrgewölbe begleitet; dann folgt mit dem Eintritt ins Talbecken von *Agordo* das diesmal definitive Untertauchen auch des südlichsten Restes des Cima d'Asta-Kristallins. Denn östlich Agordo ist dieser südtridentinische Kristallinaufbruch schon klar von Perm und Trias ummantelt, und bereits rund 6 km östlich des Cordevole sind sogar schon die letzten Werfener-Gewölbekerne unter Muschelkalk, Ladin, Raiblern und sogar Hauptdolomit verschwunden. Zwischen dem Passo Duràn und der Forcella Moschesin spannt sich eine nur durch Falten und gelegentliche Brüche garnierte, im übrigen aber ganz kontinuierliche Brücke von Hauptdolomit von den südlichen Teilen der tridentinischen Einheit in der Civetta-Gruppe zu den nördlichen Elementen der bellunesischen Einheit, und von da nach Osten wird eine Trennung dessen, was als tridentinische Sedimentserie noch in der Civetta- und Tàmer-Gruppe mit aller Bestimmtheit immer noch im Hangenden der Cima d'Asta und damit letzten Endes auch der Porphyrtafel Südtirols liegt,

von den südlich daran anschliessenden bellunesischen Randelementen ganz ausserordentlich prekär, ja praktisch fast illusorisch. Von Agordo nach Osten verwischen sich die Gegensätzlichkeiten immer mehr, und wir können nur versuchen, an Hand einiger besonders auffallender Sonderzüge die Dinge weiter ostwärts zu verfolgen.

Östlich Agordo splittert die von Primiero über Gosaldo praktisch einheitliche südlichste Gewölbezone des Cima d'Asta-Südrandes in mehrere Äste auf. Als weiterhin sichtbare tektonische Hauptachse setzt, aber in geschlossener Form erst rund 20 km weiter im Osten, und bereits beträchtlich nördlich gegenüber den Aufbrüchen von Agordo gestaffelt sich entwickelnd, der grosse Aufbruch alter Gesteine ein, der über *Pieve di Cadore* und *Lozzo* schief nordöstlich das Piavetal hinaufzieht, dann aber bei *Lorenzago* nach Osten in die westliche Carnia abbiegt und sich dort weiter aufteilt. Was nördlich dieser Zone in den Ampezzaner Dolomiten und östlich des Piave in deren streichender Fortsetzung, d. h. in den Dolomiten von Sappada erscheint, das kann ohne weiteres als tridentinische Scholle sensu stricto bezeichnet werden. Die Stellung der südlich an diese Zone angrenzenden Dolomitgebirge des nördlichen Bellunese, des östlichen Cadore und des oberen Tagliamento-tales aber ist komplexerer Natur.

Sicher ist zunächst, dass die klar südlich der Cima d'Asta-Scholle liegende bellunesische Einheit der Feltriner Alpen östlich des unteren Cordevole die berühmte Gewölbezone des *Monte Pelf* und deren Südabsturz in das weite Becken von Belluno umfasst, und nördlich davon noch die komplexe *Muldenzone von Longarone*. Dieselbe wird nun von Norden her durch das Triasgebirge der *Rocchetta* an scharfer Schubfläche überfahren, d. h. von einem Element, das mit dem eigentlichen Südrand der Cima d'Asta und deren südlichsten Teilgewölben im Raume östlich Agordo noch deutlich zusammenhängt; einer Triasmasse, die in ihrem nördlichen Teil aber auch bereits im Hangenden der streichenden Fortsetzung des Gesamtaufbruches von Agordo liegt. Wir können daher diese *Zone der Rocchetta* am ehesten als tridentinisch-bellunesische Randzone bezeichnen und erkennen weiterhin, wie diese Zwitterzone zwischen tridentinischer und bellunesischer Einheit im Osten des Piave, genauer im Osten des Beckens von *Claut*, d. h. etwa nördlich Maniago, um die letzten Reste der Muldenzone von Longarone-Cimolais sich verbindet mit der südlicheren Trias der Gewölbezone des Monte Pelf, also mit der sicheren bellunesischen Einheit des unteren Cordevole- und Piavetales. Auch die Juramulde, die südlich des oberen Tagliamento das Dolomitgebirge durchreisst, von wenig südöstlich *Perarolo* im Piavetal bis südlich Tolmezzo, d. h. über 50 km Länge, stellt nur eine weitere, abermals sekundäre Teilung innerhalb dieser tridentinisch-bellunesischen Übergangszone dar. Die nördlichen Teile derselben liegen sicher bereits irgendwie im Streichen der südlichen Teile der Cima d'Asta, es wären im Grunde genommen Elemente des Südrandes der tridentinischen Einheit; sie stehen aber östlich Agordo und des Piave in zunehmendem Masse mit den bellunesischen Zügen in direkter und unlösbarer Verbindung. Das zeigt einmal mehr den innigen *Zusammenhang der südalpinen Elemente* unter sich, und von *Forno di Zoldo* gegen Osten erscheint, im Süden der antikinalen Aufbrüche von *Pieve di Cadore* und *Lorenzago*, die tridentinisch-bellunesische Übergangszone der *Rocchetta* mehr und mehr mit der eigentlichen bellunesischen Einheit solidarisch und liegt die schärfste Trennung gegen das nördliche tridentinische Hauptgebiet der östlichen Dolomiten zweifellos im genannten *Aufbruch des Cadore*. (Siehe dazu stets Karte Tafel IX.)

Dieser Aufbruch aber ist es auch, der vom Piave nach Osten hin nun abermals grösste Bedeutung erlangt. Mit kristallinen Kernfelsen zieht er zunächst von Lorenzago in schmalem Zuge bis wenig westlich der Forcola Lavardèt und von da durch das Pesarinatal hinab gegen Comeglians, aber schon wenig östlich Lorenzago

lässt sich diese schmale Aufbruchzone in schöner Virgation in verschiedene Äste auf und strebt auf solche Weise eine kräftige Gewölbezone auch südostwärts zurück gegen den *Lumiei*. Diese südliche Gewölbezone aber legt sich nun weiter, schon wenig westlich *Ampezzo*, südlich Sauris, in kräftiger Schuppe bald bis auf 5 km Breite über ihren primären Südfügel, das Dolomitgebirge am Tagliamento hinweg, und so bleibt es weiterhin durch die karnischen Täler des Canale di Gorto und des Torrente But bis nach Tolmezzo. An einer ausgesprochenen Schubfläche überschiebt hier überall der gegen Osten erweiterte südliche Ast des Aufbruches von Lorenzago mit Perm und Werfener-Schichten die Raibler/Ladin-Serie im Norden der Tagliamento-Furche, die sich südlich derselben komplettiert bis in den oberen Jura und die Kreide hinauf. Die bellunesische Einheit und die Zone der Rocchetta werden somit hier zum erstenmal in grösseren Beträgen von der tridentinischen Zentralzone südwärts überfahren. Wie die Dinge sich weiterhin südlich Tolmezzo gestalten, lässt sich nach den Aufnahmen von GORTANI vorerst nur vermuten. Es scheint, dass die grosse *Überschiebung der Carnia*, die schon nördlich Tolmezzo in auffallender Weise nach Süden vorstösst –, wobei das Element des Tagliamento axial gegen Osten scharf unter die von Norden darüber hinweggestossene tridentinische Hauptzone taucht –, sogar den Tagliamento nach Süden hin überkreuzt und gegen den alten Talausgang des Lago di Cavazzo zielt, von dort aber, der komplex gebauten Jura „stirn“ der tridentinischen Schubmasse entlang in den Südrand der eigentlichen Julischen Alpen, vorerst gegen das berühmte Isonzoknie zwischen Flitsch und Carfreit hin zieht.

Der seit langem klassisch gewordene *südliche Schubrand der Julischen Alpen* würde sich so allmählich aus der Übertreibung der südlichen Zweige der Aufbrüche von Lorenzago und Pieve di Cadore, konform dem gegen Osten immer mehr zunehmenden Vorstoss der venezianischen Dome gegen die Scharung am Tagliamento-Durchbruch entwickeln. Da kommt es erstmals innerhalb der Südalpen zur Ausbildung grösserer, wirklich dinarisch anmutender Elemente, denn die Scholle der westlichen Julischen Alpen wäre nach dem Vorgebrachten bereits im Querschnitt von Tolmezzo auf über 15 km Breite ihrem „venezianisch-bellunesischen“ Rückland aufgeschoben. Grossartig, wie sich hier, mit Annäherung an das Einschwenken in das adriatische Streichen, die dinarische Schubrichtung gegen das adriatisch-friulanische Rückland hin sofort in hohem Masse durchsetzt und somit die Verhältnisse schon am Austritt des Tagliamento aus dem Gebirge gegenüber dem ganzen südalpinen Westen grundlegend geändert erscheinen. Dass durch alle diese Zusammenhänge nun auch die Fensternatur des Kreidebeckens von *Flitsch* unter einer hier mächtig südwärts vorstossenden julischen Scholle wieder viel wahrscheinlicher geworden ist, sei nur noch nebenher bemerkt.

Kehren wir nun nochmals zurück ins Becken von Belluno und unterziehen wir auch die *südlicheren Randelemente der bellunesischen Einheit* einmal einer näheren Betrachtung. Das klassisch schöne Tertiärbecken von Belluno liegt mit seiner jungen Muldenfüllung, wie seit den Untersuchungen GIORGIO DAL PIAZS bekannt, als einfache breite, wenn auch mehrfach in sich gewellte Mulde zwischen dem schroffen und steilstruierten, aber westlich Belluno an der Gebirgsoberfläche nirgends überkippten Südabfall der Belluneser Hochalpen, d. h. dem Zuge des Monte Pelf im Norden, und dem in sich weiter komplexen Zuge des *Monte Grappa* und des *Bosco del Cansiglio* im Süden. Jenseits Feltre hebt die ganze Tertiärwanne axial gegen Westen aus; die Belluneser-Mulde selber aber überquert mit ihren tieferen Schichten noch den Canale del Brenta südlich Primolano, erreicht jenseits desselben die breite Mulde von Asiago und strebt sogar, wenigstens mit ihren südliecheren Teilelementen, im weiteren der Synklinalzone zwischen den Aufbrüchen

von Pòsina und Torre Belvicino im Gebiete des Monte Priaforà zu, d. h. dem flachen Innenabfall des Domes von Recoaro.

Die Zone des Monte Pelf streicht mit ihren verschiedenen Gliedern westwärts gegen Borgo/Val Sugana hin; sie liegt an ihrem Westende bei Strigno und im Cavaròn deutlich, und zwar auf mindestens 3 km Breite, den südlichsten Randelementen der Cima d'Asta auf, zeigt somit wenigstens in jenem Querschnitt ganz klare Bewegung gegen Norden hin. Nördlich Fonzaso aber ist auch deren Südrand, in der Talschlucht des Cismone, ebenso klar an einer deutlichen Überschiebung, aber doch um geringere Beträge, d. h. rund 1 km gegen Süden, zurückgeschoben. Südlich davon streicht ein sekundäres grösseres Juragewölbe über Fonzaso eindeutig schief unter das Westende des Belluneser-Beckens bei Feltre. Im Piavetal aber beginnt, bei *Ponte nell'Alpi*, der Südabsturz der Belluneser Hochalpen sich mehr und mehr steil über das Ostende des Tertiärbeckens von Belluno zu überkippen, noch nicht aber über das Becken von Alpago, das axial gegen Nordosten, wenn auch ziemlich steil, über die Zone des Monte Pelf aushebt. Aber schon wenig weiter östlich legt sich diese ganze Masse der eigentlichen *Belluneser Hochalpen* an glatter Schubfläche unvermittelt und scharf mit ihrem Hauptdolomit über die Molasse und das Eozän der Zone von *Andreis* und im weiteren sogar über den Nordrand der Kreidekuppeln des südlichen Bellunese, und dies nun über Maniago bis zum Alpenaustritt des Tagliamento, auf rund 40 km Länge.

Auf solche Art erscheinen tektonische Elemente, die im Querschnitt von Belluno noch mit beinahe 30 km Breitenentwicklung nur leicht gewellt hintereinander liegen, gegen den Tagliamento hin gewaltig zusammengerafft zu einer mächtigen Scharung, wobei nördliche und südliche Elemente nun so nahe aneinandergepresst erscheinen, dass die Zone der Belluneser Hochalpen hier die Fortsetzung der weiten Kuppeln im Süden des Belluneser Beckens in Form der klassischen *venezianischen resp. friulanischen Dome* scharf überschiebt, resp. von den letzteren klar unterschoben erscheint. (S. Karte und Profil 3, Tafel IX und X.)

Im einzelnen besteht die südalpine Randzone im Süden des Beckens von Belluno abermals aus verschiedenen Gewölbeelementen, die sich von Westen gegen Osten kulissenartig ablösen und teilweise hintereinandergestaffelt erscheinen. Die Kuppelzone des *Monte Grappa* beginnt dabei mit einem zunächst durchaus sekundären Gewölbe im Südabhang der Antiklinale, die vom nördlichen Veronese und Torre Belvicino bei Schio den Südrand der Mulde von Asiago begleitet, entwickelt sich kräftig bis zum Piavedurchbruch, sinkt dann aber weiterhin rasch unter den Südteil des Belluneser Tertiärbeckens. Das Grappa-Gewölbe erlischt unter demselben und wird, schon vom Piave an, durch eine nächst südlichere Gewölbekulisse abgelöst, deren Jurakern am Südabfall der Cesèn-Col Moi-Col Visentin-Kette zum alten, heute durch den gewaltigen Bergsturz der Sella di Fadalto verbarrikadierten Piavedurchbruch im Gebiet des Lago Morto streicht und dort als klassischer Gewölbekern unter den grossartigen Kreideserien des *Bosco del Cansiglio* verschwindet. Südöstlich desselben setzt in der Gegend von Polcenigo abermals ein neues Juragewölbe ein, als der Kern der grossen Kreidekuppel von Maniago. Gegenüber derselben erscheinen dann die östlicheren Kreidedome des Ciaurlec und des Monte Pala, die den Tagliamento erreichen, wieder als etwas nördlichere Elemente, vor allem als Fortsetzungen des *Bosco del Cansiglio*, und diese Gewölbezone setzt, in gleicher fazieller Entwicklung, mit ihren berühmten, an die Abruzzen erinnernden Rudistenkalken, jenseits des *Tagliamento* in den Dom von Tarcento und das Matajur-Gewölbe fort, die vielleicht gegenüber dem Monte Pala abermals ein wieder etwas nördlicher vorgestaffeltes Element dieser ganzen

Kuppelzone darstellen. Das alles aber ist der Zug der eigentlichen venezianischen „Elissoidi“ der italienischen Geologen.

Damit sind die nähere Gliederung der bellunesischen Einheit und deren Abgrenzungen gegen die inneren Alpenteile für einmal skizziert. Dieselben lassen sich trotz gewissen Schwierigkeiten doch über weiteste Strecken durchführen, wenn auch über andere und besonders in den östlichen Sektoren diese Grenzen etwas verschwimmen. Dies ist besonders im Osten von Agordo und gegen das Cadore hin der Fall, wo die vom Gardasee her mit einer geringen Ausnahme durchwegs klare Abgrenzung gegen den tridentinischen Südrand längs der Val Sugana-Linie gewissermassen durch eine etwas nördlichere Linie im Aufbruch des Cadore weitergeführt wird und auf solche Weise südliche tridentinische und nördliche bellunesische Elemente, besonders vom Piave gegen Osten und bis über den Tagliamento hinaus, weitgehend zu einem besonderen Komplex verschmelzen.

Diese Zone, die in erster Linie vom oberen Tagliamento durchflossen und schliesslich am Alpenrand von demselben auch durchbrochen wird, und die man daher vielleicht am ehesten die *Einheit des Tagliamento* nennen könnte, wird aber doch wenigstens wieder in aller Schärfe von den Elementen im wirklichen und sicheren Hangenden der Cima d'Asta und der Bozener-Porphyr und ihren östlichen Fortsetzungen im nördlichen Cadore und in der Carnia getrennt durch den scharfen Gewölbeaufbruch des Cadore und schliesslich die Carnia-Überschiebung zwischen Ampezzo und Tolmezzo. Dieselbe entspricht im weiteren dem Südrand der westlichen Julischen Alpen und zeigt schon im Tagliamento-Gebiet ganz deutlich dinarische Einflüsse in ihrem Bewegungssinn.

Die alten Kerngesteine des *Cadore-Aufbruches*, d. h. Oberperm und Werfener-Schichten, ziehen in grösseren Massen kaum westlich über das unterste Boite-Tal hinaus, sie erreichen nicht einmal Cibiana. Verlorene Werfener-Kerne leiten aber weiter westwärts über Forno di Zoldo bis knapp 5 km an den *Passo Duràn*, d. h. den Übergang gegen Agordo hin. Das Westende der Cadore-Gewölbezone endet gleichfalls rund 5 km nördlich des Ostendes des Nordgewölbes von Agordo und diese Diskrepanz scheint tatsächlich darauf hinzudeuten, dass wirklich die Aufbruchzone des Cadore gegenüber jener von Agordo nördlich vorgestaffelt sei. Im Detail freilich, und besonders unter Berücksichtigung der Struktur der Zoldaner Dolomiten in der Civetta-Gruppe, auf die wir noch zurückzukommen haben werden, werden doch einige Zweifel laut, ob nicht am Ende trotzdem doch ein näherer Zusammenhang zwischen den nördlichsten Aufbrüchen von Agordo und den südlichsten des Cadore bestehen könnte. Dies scheint wie folgt durchaus möglich zu sein.

Zunächst liegt einmal der Hauptaufbruch von Pieve di Cadore-Lozzo sicher deutlich südlich der im westlichen Zoldano unter die südliche Civetta-Gruppe eintauchenden Muschelkalkgewölbe der Umgebung von Donto. Desgleichen liegt gegenüber der Hauptachse Pieve di Cadore-Lozzo-Lorenzago abermals südlicher auch jenes Gewölbe des Monte Colrosolo und von Sauris, das sich westlich Ampezzo zur Überschiebung der Carnia auswächst. Es wäre solchermassen sogar denkbar und vielleicht möglich, dass die Überschiebung der Carnia, im Norden des Tagliamento bis nach Tolmezzo festgestellt, im grossen doch in der streichenden Fortsetzung des Aufbruches von Agordo gelegen wäre, und dies vielleicht noch um so eher, als gerade in der Gruppe der Civetta, entgegen dem sonstigen Dolomitenstreichen, die einzelnen Bauelemente nach den schönen Untersuchungen CASTIGLIONIS durchaus scharf gegen Südwesten und sogar Südsüdwesten ziehen. Ist dies vielleicht eine Anpassung an eine unter dem Passo Duràn in der Tiefe vollzogene Vorknickung der agordischen Gewölbezone gegen Norden, womit schliess-

lich überhaupt ein direkter Anschluss an den Cadore-Aufbruch bewerkstelligt wäre? Darüber sind auf jeden Fall noch weitere Untersuchungen notwendig. Immerhin aber zeichnen sich bereits hier wieder neue Perspektiven in unserem Sinne ab.

Von hohem Interesse werden nun weiter die *Zusammenhänge innerhalb der Dolomiten* und deren Verfolgung vom Becken von San Stefano di Comelico, d. h. vom oberen Piave in die karnischen und schliesslich die Julischen Alpen hinein. Sehen wir auch hier einmal etwas näher zu. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 4 und 5, Tafel X.)

Der *Nordrand der Dolomiten* beschreibt, wie schon mehrfach, im besonderen von SCHWINNER, aber auch meinerseits bereits vor vielen Jahren schon hervorgehoben worden ist, einen deutlich nordwärts vorgetriebenen Bogen, der von Val Gardena und Villnöss über Val Badia, Sankt Vigil, Toblach und Sexten bis San Stefano di Comelico sich spannt. Die westlichen Segmente desselben zeigen auch in den internen Strukturen der Dolomiten, und zwar gerade nach den neuen Aufnahmen in besonderer Deutlichkeit, ein generelles Streichen gegen Nordost und Ostnordost, die östlichen streichen ebenso deutlich gegen Ostsüdost, ja vielfach sogar scharf Südost wie in den Sextener Dolomiten, und westlich des Tales von Toblach sind diese beiden zunächst so divergent erscheinenden Streichrichtungen der westlichen und der östlichen Dolomiten-Randgebiete, etwa zwischen Gadertal und Sankt Vigil, ja frontal bis über den Lago di Braies hinaus, ganz klar durch vermittelndes generelles Ostweststreichen miteinander verbunden. Die neuen Blätter der geologischen Karte der Tre Venezie: Marmolada, Bressanone, Monguelfo, Pieve di Cadore und Ampezzo zeigen diesen Zusammenhang in voller Schärfe.

Der Nordrand der Dolomiten ist somit eine eigentliche, ganz eklatant gegen das Pustertal hin vorgetriebene Nordfront, und diese Front nun weicht hinter dem beginnenden Auftauchen des karnischen Paläozoikums, d. h. konform dem langsam Aufsteigen der altberühmten karnischen Kette und weiterhin auch noch zusätzlich gebremst durch die hinter derselben sich aufwölbende kristalline Kuppel von San Stefano di Comelico, zunächst langsam, dann aber immer kräftiger ostwärts zurück. Sobald aber im obersten Piavetal diese Kristallinkuppel gegen Südosten und Osten wieder in die Tiefe sinkt, drängt auch die Dolomiten-Nordfront von neuem wieder scharf gegen Norden vor, in den Gebirgen beidseits Sappada.

Die *Kuppel von San Stefano* sprengt so, obwohl nur aus Quarzphylliten bestehend, die ganze Dolomitenfront zwischen Brixen und der Carnia als überaus kräftig wirkender Bremsbock in zwei unter sich allerdings recht ungleichwertige Bogen auf: den der eigentlichen Dolomiten im Westen und den der Dolomiten von Sappada und der westlichen Carnia im Osten. Dass dieser Bremsklotz der Kuppel von San Stefano aber gerade hier als eine so kräftige Aufwölbung entwickelt ist, hängt klar mit dem Vordringen weit südlicherer Antiklinalelemente der Dolomiten in diesem Sektor zusammen. Denn die Kuppel von San Stefano liegt ganz direkt vor dem Scheitel des grossen Bogens, zu dem die schon vielfach erwähnte Aufbruchzone des Cadore gerade im Süden von San Stefano, d. h. zwischen Lozzo/Lorenzago und dem Passo di Lavardet vorgestossen worden ist. (Karte, Tafel IX.)

Es ist hier aber vielleicht auch der Ort, einmal etwas näher noch auf die komplexen Strukturen und die tektonische *Gliederung im Inneren der eigentlichen Dolomiten* einzutreten.

Den klaren Innenrand der Dolomitenregion bildet im Süden der Porphyrr/Kristallin-Aufbruch der Cima d'Asta mit seiner schmalen nordöstlichen Verlängerung bis Àgordo, und, nach kurzem Unterbruch im Gebiete des Passo Durà, der Gewölbe-Aufbruch des Cadore, vom oberen Zoldatal über Pieve und Lozzo bis

Lorenzago hinauf. Dort schart sich dieser Südrand-Aufbruch mit dem Nordrand der Dolomiten-Scholle im Meridian von San Stefano bis auf wenig über 6 km Distanz zusammen, d. h. die Elemente der Dolomiten, die etwa im Querschnitt der Marmolada oder auch der Civetta noch bis an die 50 km auseinander lagen, sind hier im Osten, am oberen Piave, auf beinahe einen Zehntel ihrer „normalen“ Breite zusammengeschrumpft. Das hat einerseits zur Folge einen weit verstärkten Zusammenschub innerhalb der Dolomiten-Scholle im Osten, hängt aber andererseits bestimmt auch schon mit primären Schwankungen in der Breitenentwicklung der Dolomiten-Zone und damit alten Schollengrenzen zusammen.

Viel Wesens wurde hier, und zwar bis in die neueste Zeit hinein, mit der *Zerstückelung der Dolomiten-Platte* in einzelne Schollen, mit der Überbetonung einzelner Bruchlinien oder wiederum mit den Südüberschiebungen vom Typus der Marmolada-Basisfläche gemacht. Diese Dinge erscheinen aber ganz wesentlich einfacher; die Verhältnisse sind nur, in erster Linie wegen der Auflockerung oder Aufteilung einer sonst einheitlichen ladinisch-unterkarnischen Schichtplatte durch den grossartigen ladinischen Vulkanismus der zentralen Dolomitenregion, etwas komplexer geworden als anderswo. Im übrigen ist dieser grossartige ladinische Vulkanismus Südtirols ja nichts anderes als ein Wiederaufleben oder eine Fortsetzung der permischen Magmendurchbrüche in der Bozener-Zone, d. h. im Grunde genommen nur eine basische Schlussphase derselben, allerdings konzentriert auf einer etwas östlicheren alten Verwerfungszone. Ein Zusammenhang, auf den ich schon vor 20 Jahren im „Bewegungsmechanismus der Erde“ die Aufmerksamkeit hinzulenken versuchte.

Als ein grosser Irrtum in der tektonischen Konzeption der Dolomiten ist zunächst zu erwähnen die „Fortsetzung“ der klassischen *Villnösser-Linie* durch das Rauhtal bis an den Südfuss des Monte Cristallo und weiter gegen Auronzo hin. Es ist schlechthin unbegreiflich, wie diese alte Ansicht sich bis heute immer wieder halten konnte. Denn die Villnösser-Linie im Westen des Gadertales ist etwas durchaus und ganz wesentlich anderes als die sogenannte „Rauhtal-Linie“ zwischen St. Vigil, Peitlstein und Son Forca am Südfuss des Cristallo bei Cortina. Die wirkliche Villnösser-Störung ist die steile Bruchüberschiebung eines südlicheren Gewölbekernes der Brixener-Phyllite auf die nördliche Hauptmasse derselben und deren direkte Sedimentbedeckung, um Campil und im Gadertal der Aufschub eines südlicheren Werfener-Gewölbes auf die nördlichste Dolomiten-Randserie, und diese wirkliche Villnösser-Störung erlischt entweder im Raume von Wengen oder setzt, längs einem weiteren Vorstoss der Sankt Vigiler-Dolomiten um an die 8 km weit nordwärts, bis zur Dolomitenfront am Pragsersee fort. Ihre Fortsetzung liegt daher schliesslich wohl in der von PIA gemeldeten Aufsplitterung der nördlichen Pragser-Dolomiten. (S. Karte, Tafel IX.)

Grundlegend verschieden von dieser durchwegs streichenden Villnösser-Linie ist die *Rauhtal-Störung* und ihre vermeintliche Fortsetzung in die Cristallo-Gruppe hinein. Diese beiden Elemente können zudem meiner Ansicht nach in keiner Weise miteinander in direkte Verbindung gebracht werden, sondern dieselben erscheinen weitgehend voneinander getrennt. Die wirkliche Rauhtal-Linie ist eine gewöhnliche Bruchlinie, ähnlich wie jene von Schluderbach/Carbonin–Misurina, an welcher der Ostflügel infolge Stauung am ostwärts aufgestiegenen karnischen Widerstand und der Kuppel von San Stefano steif und steil „rückwärts“ auszuweichen trachtet; die „Bruchlinie“ von Son Forca aber ist nichts anderes als die im Hauptdolomit der westlichen Cristallo-Gruppe sich fortsetzende Naht zwischen den auf Son Forca noch durch Raibler- und Schlerndolomit-Kerne voneinander geschiedenen Hauptdolomitplatten des Monte Cristallo im Hangenden, der Pomagnòn-

Kette im Liegenden. Die nordweststreichenden Brüche und Überschiebungen am Nordostrand der Mulden der Remeda Rossa im Norden, der Stua oder Stuva im Süden der gewaltigen Croda Rossa gehören prinzipiell in dieselbe Kategorie von Ausweichbewegungen vor dem Aufstieg der karnischen Hochzone wie die Brüche von Schluderbach/Carbonin, und die Muldenzone von Antrouilles, die die „Verbindung“ zwischen Rauhtal-Linie und Cristallo-Gruppe–Auronzo herstellen sollte, streicht keineswegs ins Rauhtal oder auch nur nach Wengen hinaus, um dort in die wirkliche Villnösser-Linie einzulaufen, sondern über das Plateau von Fanes zurück gegen Südwesten, d. h. in der Richtung auf die Mulden der Sella- und der Langkofel-Gruppe zurück, und dürfte wohl auch gegen Osten, konform dem Verhalten der Stua-Mulde, weit eher gegen den Pass von Schluderbach abbiegen, statt in die Son Forca-Störungen hineinzustreichen. Eine Auffassung, die übrigens schon von OGILVIE-GORDON ins Auge gefasst worden ist.

Merkwürdige Verhältnisse liegen dann vor allem in der altberühmten Gegend von *Sankt Cassian* zutage, die auch heute noch nicht geklärt erscheinen. Da sinkt, vom Grödener-Joch her ungestört gegen Osten streichend, der Werfener-Aufbruch dieses Passes wenig nördlich Sankt Cassian, gegen Norden über ladinische Tuffbildung aufgeschoben, als die normale Basis des Muschelkalkes, der Buchensteiner-, der Wengener- und St. Cassianer-Schichten axial in die Tiefe, und darüber hinweg stösst die Fanes-Platte fast direkt mit Hauptdolomit um viele Kilometer quasi separat gegen Norden vor, gekrönt von den Jura- und Kreidegesteinen des Fanes-Plateaus. Was bedeutet dies? Liegt hier ein separater und sogar deckenförmiger Vorstoss der Fanes-Platte und damit auch der Tofana gegenüber den westlichen Dolomiten vor, eine gewaltige Abscherung etwa im Niveau der Raibler-Schichten, oder ein östliches, stärker akzentuiertes Wiederaufflackern der Langkofel-Überschiebungen oder gar ein grösserer wirklich deckenförmiger Vorstoss südlicher Elemente überhaupt, die, im Gegensatz zu den nördlichen, neben Oberjura und Kreide im Fanes-Plateau, und bis an den Seekofel-Absturz zum Pragser-See hinaus, in durchaus auffallender Weise auch einen mächtigen Lias führen, genau wie in den südlichen Dolomiten die Civetta und der Pelmo oder der Antelao, und deren Vorschub über den Ostabfall des Marmolada- und des Sella-Riffes im Vorland der immer mehr sich scharenden, d. h. gegen Nordosten vorgebogenen südlichen Dolomitenelemente zwischen Civetta, Pelmo und Antelao an sich verständlich erscheinen möchte. Auch die Komplikationen am Südfuss der Cristallo-Masse erschienen dann in neuem Lichte, wäre doch unter Umständen die „Son Forca-Linie“ als weitere Fortsetzung dieser Schubfläche aufzufassen und der Cristallo selber als ganz natürliches Bindeglied zwischen den Sorapis-Antelao-Pelmo-Elementen im Süden, dem Fanes/Tofana-Block im Nordwesten zu betrachten. Was er ja tatsächlich ist. An den Brüchen von Schluderbach/Misurina wäre diese ganze Fanes/Tofana/Cristallo-Masse über den dort aufbrechenden Sextener Dolomiten schliesslich in die Luft gehoben und abgetragen worden, aber alle diese Dinge sind vorderhand blosse Vermutungen und müssten zuerst durch subtilste Untersuchungen im weiten Felde der Dolomiten noch abgeklärt werden. Bestehen bleibt jedoch in ganz konkreter Weise der merkwürdige und recht unvermittelt sich präsentierende tektonische und auch fazielle Gegensatz zwischen westlichen und östlichen Dolomiten im Querschnitt von St. Cassian.

Südlich an diese nördlichen Züge der Dolomiten, die sich im grossen, und zwar bis hinüber nach Misurina, auch im Norden der grossen Dolomitenstrasse halten, schliessen die *zentralen und südlichen Dolomiten* sich an. Zunächst die grossartige Scholle der Sorapis/Croda di Lago/Nuvoläu-Einheit im Süden des Gewölbes von Cortina d'Ampezzo und der Falzärego-Linie, mit dem „Basissplitter“ der Fernazza-

Schuppe östlich von Alleghe, daran anschliessend die Marmolada/Costabella-Scholle, letztere vom jungalpinen Eruptivapparat des Monzoni durchbrochen und normal „autochthon“ aufliegend dem grossen Porphyrkern von Falcade im Norden des Rollepasses. Dabei erscheint mit Annäherung an den Cordevole auch die Costabella-Scholle in vermehrtem Masse in sich geschuppt.

Das alles wird nun verständlich, wenn wir die südlichsten Elemente der Dolomiten, d. h. jene der *Pale di San Martino*, der *Civetta*, des *Pelmo* und des *Antelao* betrachten. Pelmo und Antelao entsprechen einander in jeder Beziehung, aber diese Masse schiebt sich nun im oberen Zoldano auf die nächsttieferen der Civetta und diese selber überschneidet, schief nordöstlich vorstellend, den Nordrand der Pale von San Martino. Immer heftiger drängen die Elemente dieser südlichen Schollen gegen Norden vor, je weiter ostwärts wir vorschreiten. Und dies ist nach allem voranmitgeteilten auch keineswegs verwunderlich, sondern fügt sich grossartig in den schon bisher erkannten Bauplan ein. Die Bauelemente der Dolomiten, die zwischen Villnöss und Primiero die gewaltige Breite von über 55 km einnehmen, werden eben im Süden von San Stefano am oberen Piave in geradezu unerhörter Weise auf knapp 6 km Breite zusammengedrängt; die Züge der Dolomiten scharen sich hier in aller Schärfe in der grossen *Scharung des Cadore*, wie LEONARDI sie neuerdings nennt. Einer Scharung übrigens, die meinerseits bereits 1934 in den „Grundzügen und Problemen alpiner Morphologie“ wenigstens in groben Zügen zur Darstellung gelangt ist und die sogar schon aus den älteren Karten hervorgeht. Dank dieser Scharung und der damit verbundenen mächtigen Raumverkürzung nehmen dort, wo die östlichen Ausläufer des Cima d'Asta-Südrandes noch einigermassen hoch liegen, die generell nordwärtsgerichteten Überschiebungen in diesen südlichen Dolomitenelementen immer mehr zu; wo aber diese Achse mehr in der Tiefe liegt, da macht die Querschnittverkürzung sich mehr in der Form mächtiger Unterschiebungen der südlichen Schollen unter die nördlichen geltend. Hierin liegt der zunächst so widersinnig erscheinende Unterschied zwischen den Gruppen der Pale, der Civetta und des Pelmo im Westen und der Antelao-Masse im Osten des Ampezzanertales. Das grosse Zentralstück des Dolomitenquerschnittes aber, d. h. den mächtigen *Hauptblock der Marmolada*, finden wir östlich des Cordevole kaum noch kümmerlich vertreten, und im Ampezzanertal überhaupt nicht mehr. Nur das Element der Fernazza-Scholle, das aber bloss als nördliche Randschuppe der Marmolada-Zone gedeutet werden muss, zieht noch in dasselbe hinüber. Entweder ist die ganze zentrale Marmolada-Masse hier von beiden Seiten her überschoben und schliesslich völlig zugedeckt worden oder der ganze Marmolada-Raum verschmälerte sich gegen Osten, nach dem Auskeilen der Marmoladakalk-Riffe schon primär so sehr, dass er durch relativ geringfügige Überschiebungen von beiden Seiten her ohne weiteres zugedeckt werden konnte. Auffallend aber bleibt, wie selbst das grosse Gewölbe der Val Biòis, in dessen Kern von Falcade gegen Westen hin die gewaltigen und steifen Porphyrmassen im Süden des Tales von San Pellegrino zutage treten, am Cordevole von den südlicheren Elementen der Civetta bald vollständig zugedeckt erscheint. Durchaus ähnliche Auskeilungs-Erscheinungen finden sich aber scheinbar auch in der westlichen Marmolada-Scholle jenseits des Fassa-Tales und von Predazzo, d. h. gegen Cavalese hin. (S. Karte Tafel IX.)

Eine Darstellung der Dolomiten bliebe aber weiterhin unvollständig, würden nicht auch die berühmten Eruptivmassen von *Predazzo* und *Monzoni* wenigstens noch kurz gestreift. Zwei Meinungen sind auch hier noch immer vertreten. Nach der einen handelt es sich in allen Fällen um triadische Eruptiva, sowohl bei den Porphyriten und Melaphyren wie bei den Graniten, Syeniten und Monzoniten samt deren grossartiger Ganggefolgschaft. Nach der andern aber sind sicher triadische

Eruptiva, wie vor allem die basische Gruppe der Porphyrite und Melaphyre, von der saureren Gruppe der Granite, Syenite und Monzonite als weit jüngeren Intrusivmassen zu trennen.

Bestimmt sind, auch nach den neueren Untersuchungen von VARDABASSO, dem wir eine Fülle schöner Arbeiten über dieses klassische Gebiet verdanken, ältere und jüngere Eruptiva im Raume von Predazzo zu unterscheiden; ganz abgesehen vom permischen Bozener-Porphyr, der gleichfalls mit diesen Intrusivmassen von Predazzo in Kontakt kommt. Die Melaphyr/Porphyritgruppe ist samt deren Tuffen genau dieselbe, wie sie noch weithin durch die Dolomiten, mit Ausläufern bis in die Mendola oder die östliche Carnia in Form deutlich stratigraphischer Einschaltungen im Ladin der Buchensteiner- und der Wengener-Schichten vor allem bekannt ist. Sicher sind die sauren Intrusiva jünger, gemäss allen bekannten Kontakten.

Handelt es sich hier aber nur um weitere Differenziate des ladinisch bereits einmal zum Ausbruch gelangten basischen Magmas der Melaphyr- und Porphyrit-Ergüsse und -Lakkolithen, die vielleicht in nicht viel späterer Zeit zur Intrusion längs den gleichen alten Schwächestellen gelangten? In der Raibler-Zeit vielleicht, die anderswo im alpinen Raum ja auch noch durch basischen Vulkanismus ausgezeichnet ist, wenn nicht vielleicht auch dort in Wirklichkeit wenigstens spät-ladinische Nachläufer der südtiroler Vulkanite vorliegen; oder im Rhät, aus welchem verschiedentlich gleichfalls Spuren vulkanischer Tätigkeit bekannt sind? Das erscheint einerseits nicht so ausgeschlossen, besonders wenn wir an die schon STUDER aufgefallene Verwandtschaft der Eruptivprovinz von Predazzo mit den Bernina-Gesteinen denken, deren Intrusion allerdings schon zwischen das obere Carbon und das mittlere Perm fällt. Man denke nur an die auffallende Kombination von roten Graniten, alkalireichen Syeniten und Monzoniten auch im Bernina-Gebiet. Es wäre prinzipiell somit recht wohl denkbar, dass im Raume von Predazzo auch in der jüngeren Trias noch ähnliche Magmentypen zur Intrusion gelangten wie im weit nördlicher gelegenen Bernina-Gebiet am Schlusse der herzynischen Orogenese.

Aber da liegt nun eben die erste Schwierigkeit. Im Falle eines immer noch triadischen Alters der Predazzo/Monzoni-Gesteine hätten wir für eine solche Intrusion gar keinen ausreichenden tektonischen Grund. Es sei denn, man nehme einfach an, diese jüngeren Intrusionen seien ganz allmählich den alten Spalten und Schloten der ladinischen Vulkanite nachgetastet, was an sich möglich erscheint – und auch von W. PENCK in Betracht gezogen wurde –, indem der Untergrund anlässlich dieser triadischen Eruptionen schon weitgehend aufgelockert worden wäre. Warum aber finden sich dann diese „Predazzite“ nur gerade hier und nicht auch anderswo, besonders im Zentrum des alten ladinischen Vulkanismus, das – im Buffaure- und Cordevole-Gebiet – bedeutend nördlicher und östlicher gelegen hat?

Demgegenüber ist in Predazzo festzustellen, dass weder Granite noch Monzonite irgendwie ernstlicher von alpinen Dislokationen ergriffen worden sind als viele Tonalite des Tessins, des Bergells, des Adamello oder des Kreuzberges, sie zeigen im Gegenteil eine sehr bedeutende Frische in ihren Komponenten, durchbrechen die allerverschiedensten Schichtglieder, vom basalen Quarzporphyr bis in den Latemar-Kalk hinauf, sie schneiden aber, wie gerade der Monzonistock zeigt, auch verschiedene tektonische Elemente sicher alpinen Alters quer durch. So wird im hinteren Monzoni-Tal die Werfener-Antiklinale, die aus der Val Contrin in der Marmolada-Gruppe herüberstreicht, vom Monzonistock abgeschnitten, im Süden davon die Ladin-Mulde der Costabella und am Südabfall der Ricoletta endlich sogar noch die ganze Schichtserie bis zum Porphyrr herab, d. h. der Nordflügel der grossen Porphyrantiklinale der Bocche und von Falcade. Dabei werden ganz sicher

erst in alpiner Zeit schiefgestellte Schichtprofile vom Monzonit abgeschnitten und schwimmen zum Überfluss auch eine Reihe von Werfener-Schollen im Monzonit oder dessen weiteren Differenziaten. Auch nordwestlich Predazzo wird der Südabfall eines weiteren alpinen Gewölbezuges, als dessen Kern die Porphyre der Pala di Santa nördlich Cavalese erscheinen, von den Predazzo-Gesteinen durchbrochen und metamorphosiert, samt den Werfener-Schichten im Kern dieser Antiklinale. Lauter Dinge, die in vollendet Klarheit auf den schönen Karten VARDABASSOS zur Darstellung gelangt sind.

Es scheint so kaum mehr zweifelhaft, dass alle diese jüngeren Intrusionen von Predazzo bereits in die Zeit der alpinen Dislokationen und zwar sogar, wie sich weiter zeigen wird, erst in eine späte Phase derselben fallen. Die *Tiefengesteine von Predazzo und ihre Ganggefolgschaft* gehören damit tatsächlich zu den *jungalpinen Intrusivmassen* vom Typus des Bergeller- oder des Adamello-Massivs, und es erweist sich so die Auffassung bestätigt, die bereits im „Bau der Alpen“, damals vor allem auf Grund der Studien PENCKS und BRÖGGERs, vertreten worden ist.

Damit verlassen wir für einmal den grossen *südalpinen Zentralsektor*. In demselben erscheint als Haupt-Bauelement, nunmehr als solches erkannt von Brescia und Val Sabbia über das Trentino und Südtirol bis an den oberen Piave, die tridentinische Einheit, in gewaltigem Bogen nordwärts drängend. An ihren beiden Enden, d. h. am Piave und in den Judikarien weitgehend zurückgebremst durch vorgelagerte Widerstände, den Trompia-Aufbruch im Westen, die Kuppel von Comelico im Osten, und hinter diesen Bremsstöcken weitgehend in sich zusammengerafft in mächtigen Scharungen. Der judikarischen im Südwesten, der cadorischen im Osten. Im Zentrum aber entfaltet sich diese grosse tridentinische Scholle bis zur imponierenden Breite von 80 km, zwischen Penserjoch und Val Sugana, einer Breitenentwicklung, die diese Zone sowohl gegen Westen wie gegen Osten überhaupt nie mehr auch nur annähernd erreicht. Im Süden dringt, vom Gardasee an, die bellunesische Randzone der Südalpen in gegen Osten immer mächtiger werdender Entwicklung gegen die in der gleichen Richtung sich reduzierende tridentinische Scholle vor, im Nordwesten keilt schliesslich mit den letzten Ausläufern der Brenta-Scholle zwischen Val di Non und Meran das grosse nördliche Bauelement der westlichen Südalpen mit dem Schwinden der bergamaskischen Einheit aus. Und von da stösst über die ganze weite Pustertaler-Front die tridentinische Zentralscholle in mächtigen Massen direkt an die austriiden Wurzeln heran, und so bleibt es bis an den Ostrand der nördlichen Dolomiten, d. h. bis in das Gebiet des obersten Piave. Dort aber stellen nun neue Elemente sich ein, die die Dolomiten-Nordfront fortan gegen Osten in immer stärkerem Masse begleiten: das sind die „Karnische Kette“ mit dem Gailkristallin als Basis im Norden und deren normale Sedimentbedeckung im Süden.

Diese „*Karnische Einheit*“ der Südalpen erweist sich als durchaus eigenes südalpines Element vor allem deutlich in zwei Sektoren: einmal erscheint die kristalline Basis der Dolomiten-Scholle nördlich San Stefano di Comelico als südalpines Altkristallin dem karnischen Paläozoikum aufgeschoben, und schaltet sich schon wenig nördlich San Nicolò di Comelico sogar noch Perm und Trias keilartig zwischen diese beiden Elemente ein, in der Kette der Crode dei Longerin; dann aber zieht des weiteren auch der Nordrand der grossen Permo-Trias der Carnia, als östliche Fortsetzung der Dolomiten-Nordfront, östlich von Paularo, im Süden des Trogkofels, nicht mehr direkt über dem karnischen Oberpaläozoikum der Trogkofel- und Auernigg-Schichten jenes klassisch schönen Gebietes gegen Osten fort, sondern schaltet sich zwischen die östliche Fortsetzung der sicheren „Dolomiten-

Nordfront“ und das karnische Altpaläozoikum ganz klar die Triasplatte im Norden des Fellatales ein, d. h. jene Zone, die ich nach dem nördlichsten und seit langem klassisch gewordenen Ausleger dieser Fellatal-Trias die „*Gartnerkofel*“-Zone nennen möchte. (S. Karte Tafel IX.)

Im Profil von *Pontebba* liegen diese Dinge durchaus klar, desgleichen noch bis an das Westende des Monte Salinchiet im Osten von Paularo. Da jedoch scheint die Fellatal-Trias gegen Westen hin auszuweilen. Dafür aber schaltet sich zwischen die oberpermische Basis der Werfener-Schichten der Dolomiten-Nordfront und die Grödener-Sandsteine am Südrand des karnischen Altpaläozoikums praktisch auf der ganzen Strecke bis hinüber nach Paluzza im Tale des But und weiter bis gegen Ravasletto ein langer Gips/Dolomit-Zug, der vielleicht nicht mehr oberpermisch ist wie bis anhin angenommen wurde. Diese Zwischenzone trennt auf jeden Fall, zum Teil wahrscheinlich auch im Norden der Sappada-Dolomiten, den autochthon-karnischen Grödener-Sandstein von den Werfener-Schichten der östlichen Dolomitenbasis, und da diese Werfener-Schichten im Fellatal vielfach das tiefste Schichtglied der Dolomiten-Nordfront überhaupt darstellen, so könnte zum mindesten ein Teil des weiter westlich als Oberperm kartierten Streifens, vor allem jener mit den Gipslinsen, noch als tiefere Trias im Sinne von „Haselgebirge“ gedeutet werden. Damit aber würde die Trennung des Fellatales auch noch weit nach Westen ziehen, und zwar bis über Forni Avoltri hinaus und in den Nordrand der Dolomiten von Sappada. Die auffallenden Doppelungen der Trias-Basisprofile jener Gegend, am Monte Tuglia südlich Forni Avoltri, aber auch im Tal nördlich dieses Ortes könnten, wie die Einschaltung unterpermischer Keile im karnischen Obercarbon in der Gegend von Rigolato, durchaus im Sinne dieser Trennungen gedeutet werden.

Auf jeden Fall aber überschiebt an der *Fella-Linie* die „Dolomiten-Nordfront“ das karnische Element der Gartnerkofel-Platte und damit natürlich auch deren alte Basis, das karnische Paläozoikum, längs einem weiterhin sicher bis in die südlichen Karawanken feststellbaren Oberperm- und Untertrias-Zug. Zur östlichen Dolomitenfront gehört so das prachtvolle Gebirge um Valbruna, Raibl und den Manhart, und weiterhin auch die Nordfront der eigentlichen *Julischen Alpen*, die im Triglav abermals, übrigens wie das Gebirge um Raibl und Val Bruna, in verschiedene Teilschollen unterteilt sind. Ob aber des weiteren auch der Aufbruch von Vellach und des Seefelder-Sattels mit der Nordfront der Steiner Alpen, die in den bisherigen Synthesen von KOBER und auch im „Bau der Alpen“ stets als die östliche Fortsetzung der Julischen Scholle, d. h. eben der Triglav-Gruppe betrachtet wurden, wie diese noch zur östlichen Dolomitenfront gerechnet werden dürfen, ist eine grosse Frage. Mir scheint, wie übrigens bereits in Profil 2 zum „Bau der Alpen“ angedeutet, dass der Košuta-Zug der *Karawanken* über das Seefelder-Gewölbe ganz direkt mit der nordgestossenen Platte der Steiner Alpen zusammenhange und dass damit dieselbe, wie der Košuta-Zug, noch klar zum karnischen Element gehöre, als mächtige südlische Erweiterung desselben gegen Osten hin; d. h. in jener Richtung, in der es ja nun überhaupt zum Auseinanderstrahlen der südpannonischen und der dinarischen Elemente kommt. Die Dolomiten-Nordfront würde so, vom Nordfuss der Julischen Alpen an der Wurzner Sau, ostwärts im besten Falle längs dem Nordrand des Krainer-Beckens über Höflein, Franz und Cilli, und weiterhin längs dem Nordfuss der Ivansčica-Kette gegen die Drau südöstlich von Warasdin ziehen, und es wird in dieser Beziehung bemerkenswert, dass gerade hier, an der genannten Linie und auch in den östlichen Julischen Alpen, abermals wieder deutliche Porphyroformationen an der Basis der Trias sich einstellen, gewissermassen als willkommene östliche Äquivalente der Bozener-Por-

phyre, auch wenn dieselben in ihrem durchaus lokalen Ausmass nicht entfernt die gewaltige Ausdehnung derselben erreichen und zum Teil auch etwas jünger sind. Dass des weiteren an dieser selben Linie sogar grössere Kristallin-Aufbrüche auftreten – der berühmte *Černa-Lipa-Aufbruch* mit dem Kristallin des Krainski reber –, die als die Basis der südöstlichen Steinalpen-Platte, quasi in der Stellung des Trompia-Kristallins, die südlich vorgelagerte, sogenannte Steiner-Aussenzone südwärts überschieben, zeugt weiter für die regionale Wichtigkeit dieser Trennungs linie, die übrigens sowohl von WINKLER als auch von KOSSMAT zwischen Höflein, Černa-Sattel und Franz am Südrand der Steiner Alpen und der Menina seit langem anerkannt worden ist. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 1 und 2, Tafel X.)

Das karnische Element der Südalpen aber würde sich auf solche Weise von Tarvis gegen Osten wieder ganz gewaltig verbreitern, von bloss nur rund 5 km im Querschnitt von Villach auf rund 20 km im Meridian von Eisenkappel. Dabei setzt das sicher karnische Element des Gartnerkofels sich nach den neueren Aufnahmen über dem „insubrisch“ anmutenden Gewölbe nördlich von Tarvis in den Košuta-Zug der Zentral-Karawanken fort, aber es bleibt nun abermals fraglich, ob nicht sogar auch die bisher immer zum eigentlichen *Drau-Zug* der Gailtaler Alpen gerechneten Nordkarawanken der Hochobir- und der Petzen-Zone im Grunde genommen nicht ebensogut noch zu diesem „südalpinen“ Karawanken-Element gerechnet werden könnten. Dies erscheint nach den neueren Untersuchungen durchaus möglich; denn einerseits keilt das sicher karnische Paläozoikum und scheinbar auch der Drau-Zug selber im Norden des Mittagskogels südöstlich von Villach gegen Osten hin aus, und andererseits kennen wir ja ein durchaus analoges Aus spitzen dieser grossen Elemente, des Drau-Zuges wie der karnischen Kette, auch gegen Westen hin, vor allem im mittleren Pustertal. Es wäre also an sich durchaus möglich und sehr wohl verfechtbar, in diesem karnischen Element heute, wie dies übrigens vor 15 Jahren bereits in meinen „Grundzügen und Problemen alpiner Morphologie“ angetönt worden ist, ganz einfach eine komplexgebaute und mächtige Rückenschuppe der Tiroliden-Wurzel im Rücken des Drau-Zuges zu sehen, eine Rückenschuppe, die abermals wohl kaum zufällig auch hinter der grössten Anhäufung nordtirolider Abscherungsdecken im Salzkammergut steht. Dabei komme ich aber keineswegs etwa auf die alte These von HAUG und auch von KOBER zurück, die in der karnischen Kette und ihrer Sedimentbedeckung vor allem die Wurzel der von mir hochostalpin genannten Elemente der Hallstätter- und der Dachstein-Decke sehen wollten. Es scheint mir aber durchaus möglich, heute dieses karnische Element der Südalpen einsteils als deren nördlichste Einheit, andererseits aber auch als eine ganz beträchtliche *Rückenschuppe der Tiroliden-Wurzel* zu betrachten.

In diesem Zusammenhang sei hier weiterhin auch noch auf folgende Dinge hingewiesen, die das weitere Verständnis zu fördern geeignet erscheinen. Zunächst muss doch wohl weiterhin – gemäss dem Hineinstreichen der *Gartnerkofel-Zone* des Fellatales über den *Mittagskogel* in den *Košuta-Zug* –, der nördlich an denselben anschliessende Gewölbeaufbruch von *Eisenkappel* als eine östliche Fortsetzung der karnischen Kette und damit wohl auch der Zug der *Nord-Karawanken* irgendwie als eine östliche Fortsetzung des *Drau-Zuges* betrachtet werden. Der eigentliche *Drau-Zug* der *Gailtaler Alpen* aber setzt nicht zur Gänze in diese *Nord-Karawanken* fort, sondern teilt sich mit zunehmender Annäherung an das pannonicische Zwischen gebirge sehr deutlich *in verschiedene Züge* auf, die nun, oft über ganz respektable Breiten hinweg voneinander *getrennt*, die östlichen Alpen Kärntens durchziehen. So strahlt ein erster Virgations-Ast des *Gailtaler Drau-Zuges* schon westlich Vil lach schief gegen Osten und Ost-Nordosten in der Richtung über den *Ossiacher-See*

gegen die Trias-Insel von St. Veit und Eberstein, ein zweiter solcher Drauzug-Keil endet in enger Spitze zwischen Rosegg an der Drau und dem *Keutschacher-See* in der kärntnerischen Grauwackenzone im Hangenden des Muralpen-Kristallins, ein dritter strebt unter dem südlichen Klagenfurter-Becken südöstlich Völkermarkt gegen *St. Paul im Lavant-Tal*, um sich von da gegen Südosten wieder enger zu scharen mit dem vierten und südlichsten Virgations-Ast der Gailtaler-Wurzelgarbe, d. h. dem Zuge der *Nord-Karawanken*, im Raume von Unter-Drauburg etwa, um schliesslich über die Triaszüge des Meinhard-Sattels in der Richtung auf Marburg zu verschwinden. Östlich Völkermarkt sind diese Drauzug-Zweige im Querschnitt St. Paul-Ursulaberg über 15 km Breite durch die Kristallin/Grauwacken-Zone von Bleiburg-Unter-Drauburg voneinander getrennt, und so wird die Versuchung gross, die *Nord-Karawanken*, die ja im Tal von Eisenkappel, und mit geringen Unterbrüchen bis an das Tertiär-Becken von Windischgrätz heran, durch basale Werfener-Schichten *immer wieder mit dem alten Kernaufbruch von Eisenkappel stratigraphisch verbunden sind*, gerade deswegen auch *in enge und direkte Verbindung mit dem ja sicher karnischen Element des Košuta-Zuges* und über den *Seefelder-Sattel* hinweg sogar mit den *Steiner Alpen* zu setzen. Der südlichste Virgations-Ast des Drau-Zuges steht so in den Nord-Karawanken über den alten Aufbruch von Eisenkappel *in engem tektonischem Zusammenhang* mit dem nördlichsten karnischen Element der Südalpen. Und dies ist im Grunde genommen genau dasselbe, was wir in den Bergamasker Alpen oder am Campo dei Fiori im Varesotto erkannt haben: *Die südlichsten Elemente des Drau-Zuges verbinden sich über eine einfache Gewölbe-Zone mit dem nördlichsten südalpinen Element*. Der Aufbruch von Eisenkappel würde so im alpinen Osten die Rolle der insubrischen und bergamaskischen Antiklinale übernehmen; der südlichste Ast des Drau-Zuges in den Nord-Karawanken entspräche den orobischen Mulden und weiter jener des Salvatore-Zuges, und die in den kärntnerische Kristallin im Norden der Karawanken abirrenden Drau-Zug-Elemente, vor allem jenes von St. Paul, hätten ihre Äquivalente in den nördlicheren insubrischen Muldenzügen von Luino, von Musso und von Arosio.

Von fundamentaler Wichtigkeit aber ist der enge tektonische Zusammenhang des südlichsten Drau-Zug-Elementes mit dem südalpinen Kalkgebirge über eine grosse Antiklinale, die von Eisenkappel im Osten, die bergamaskische im Westen. Entsprechen unter diesen Umständen nicht vielleicht doch die Tonalite und Granite des berühmten Eisenkappeler-Aufbruches etwa den Eruptivmassen der Val Sässina und sind sie damit nicht vielleicht wie diese doch älter als die Tonalite des Adamello-Stockes? Auf jeden Fall ist in dieser Richtung bemerkenswert das auch von einem solch ausgezeichneten Beobachter wie FRIEDRICH TELLER nicht festgestellte Vorhandensein von einwandfreien Intrusiv-Kontakten an den Trias-Bildungen etwa.

Aus allen eben angeführten Gründen erscheint so das *karnische Randelement* der östlichen Südalpen immer mehr, auch weil zweifellos an der Aussenfront der tridentinischen, d. h. in erster Linie der Dolomiten-Einheit im östlichen Pustertal emporsteigend, durchaus in derselben generellen Position zu dieser Hauptscholle der zentralen Südalpen, wie im Westen die *Brenta-Scholle* und die recht eigentlich lombardische Einheit der *Bergamasker Alpen*. Diese beiden Elemente, das karnische im Osten, das bergamaskische im Westen, schliessen alpeneinwärts beide direkt an die tridentinische Masse an. Das ist die Tatsache, die schon auf den Profilen zum „Bau der Alpen“ klar zur Darstellung gebracht worden ist und um die es nichts zu diskutieren gibt. Der einzige Unterschied zwischen Ost und West liegt darin, dass im Osten die nördliche, karnische Einheit von der tridentinischen Scholle scharf nordwärts überschoben wird, der Schub von der Po-Ebene gegen die

Zentralalpen gerichtet erscheint, während im Westen gerade umgekehrt das den Zentralalpen näher gelegene bergamaskische Element, auf jeden Fall von den Judikarien und Val Trompia bis Val di Non, fast allgemein die interner gelegene tridentinische Einheit in entgegengesetzter Richtung, in dinarischen Sinne überzieht. Da aber der Überschiebungsbetrag in beiden Fällen nachweisbar kein grosser sein kann, so kann man wohl, in Analogie mit dem Verhalten grosser Teile des „dinarischen“ Apennins oder gar der südamerikanischen Anden gegenüber dem Verhalten der Schübe in den Alpen resp. dem mediterranen Gesamtsystem im allgemeinen, prinzipiell annehmen, an der Front eines stossenden Blockes, in diesem Falle des dinarisch-südalpinen, wenn man will des padanischen, sei es zu direkten Überschiebungen der nördlichen Einheiten durch die südlichen gekommen, an der linken so deutlich in Erscheinung tretenden und scharf zurückweichenden Flanke des grossen tridentinischen „Dinaridenkopfes“ jedoch, zum Teil als Folge übertriebener Zerrungsfalten, zu bedeutenden Unterschiebungen der primär nördlicher gelegenen Zonen durch die südlicheren Elemente. Ein Schema, das nicht nur durch die „dinarisch“ gerichteten kurzen Überschiebungen zwischen Storo, Valle di Ledro und Ballino oder durch die verschiedenen Unterelemente des Brenta-Ostrandes zum Ausdruck kommt, sondern das auch klar verwirklicht erscheint in den innertridentinischen Zügen des Monte Baldo, von Tremosine-Riva, der Paganella, der Stivo-Kette und so fort. (S. Karte Tafel IX.)

So könnten schliesslich das karnische Element und jenes der Brenta und der Bergamasker Alpen, beide ja an der Aussenfront der gleichen grossen tridentinischen Haupteinheit gelegen, als im Grunde genommen überhaupt dasselbe betrachtet werden; wobei aber wohl diese beiden einander tektonisch entsprechenden Zonen, die karnische und die bergamaskische, schon primär, gemäss wahrscheinlich den Einflüssen des tieferen Unterbaues und wohl auch angesichts der das südalpine Zentralsegment so übermächtig beherrschenden Porphyrtafel von Bozen, vor dieser gewaltigen Bozener-Scholle gegeneinander ausspitzten. Das tun sie ja heute beide sicher; sie taten es aber in hohem Grade bereits auch vor der ersten Anlage der alpinen Sedimentationsräume, d. h. am Abschluss der herzynischen Zeit. Verbindende Züge sind zwar in durchaus bemerkenswerter Weise auch in stratigraphischer Beziehung zwischen karnischer und bergamaskischer Scholle vorhanden, indem gerade so typische Glieder der karnischen Serie wie die unterpermischen marinischen Trogkofel-Schichten, in gewissen Andeutungen wenigstens, auch noch im Westen zwischen den übrigen unterpermischen Serien immer noch vorkommen, und zwar im nördlichen Nonsberg bei Tregiovo in der nördlichen Brenta-Scholle – im Hangenden der Porphyre der Laugenspitze und an der Basis der Grödener-Sandsteine der Brenta-Serie –, des weiteren aber sogar im Gebiete von Branzi, d. h. bis in die westlichen Bergamasker Alpen hinein. Nördlich der Val di Non erreichen diese „Trogkofelzeugen“ in den obersten 200 m der Collio-Schichten mit Kalken und Kalkschiefern sogar noch erhebliche Bedeutung. Dass im übrigen gerade die Brenta-Scholle in stratigraphischer, ja schon in rein landschaftlicher Beziehung auch recht nahe den westlichen Dolomiten steht, nicht ferner als diese den östlichen im Raum von Cortina etwa, zeigt nur einmal mehr, dass die Sedimentationsräume der ostwärts ausspitzenden bergamaskischen Einheit und der jenseits der späteren Grenzlinie liegenden Dolomiten einander irgendwie benachbart waren.

Damit können wir für einmal unsere Betrachtungen über die wesentlichsten Grundzüge des südalpinen Baues im Osten des Comersees abschliessen und dürfen nun, auf weit gesicherterer Basis als einst, auch an die wichtige Frage der Schubrichtungen in diesem ganzen weiten Südalpengebäude herantreten.

### 3. Die Schubrichtung in den südalpinen Bauelementen.

*Vorfallung* von Süden nach Norden, im Sinne der Genese der Gesamtalpen, oder *Rückfallung* von Norden gegen Süden, gemäss der dinarischen Konzeption von der Zweiseitigkeit des Gebirges auch in der grossen Raffungszone der Alpen, das ist die grosse Frage. Sie ist sehr einfach und durchaus in dem Sinne, wie er im „Bau der Alpen“, ja sogar schon 1915 konzipiert wurde, nur noch viel grossartiger in diesem Sinne zu beantworten.

Da ist zunächst einmal *der südalpine Grundriss*: in den Bergamasker Alpen im Westen, der karnischen Kette und den Karawanken im Osten zwei mächtige Elemente, die beide gegen den zentralen Südalpensektor von Südtirol, d. h. gegen die Brenner-Furche hin, in auffallender Weise ausspitzen. Und zwar deutlich ausspitzen vor der Front des auch heute immer noch gewaltigsten und geschlossensten südalpinen Bogensegmentes, des alten Südtiroler oder Bozener „Dinaridenkopfes“, dessen äusserstes Vordringen die tridentinische Grossseinheit bis auf die geographische Breite von Schuls oder Ilanz, oder auf der Alpennordseite sogar jene von Interlaken oder Romont vorträgt. Das „Vorstossen der ‚Dinaridenscholle‘ an den Brenner“ bringt die tridentinische Front von ihrer primären Lage im Südosten und Osten der Bergamasker Alpen, zwar wohl zu einem guten Teil zusammen mit längs der Judikarienbeugung vorgesleppten östlichen bergamaskischen Elementen, um an die 120 km weiter nach Norden, und dieser grossartigen Front der tridentinischen Gross-Scholle fügen sich einerseits die Einheiten der gesamten Rätischen Alpen mit wenigen Ausnahmen, und zwar bis nach Glarus und den Nordfuss des Säntis hinaus, und von da hinüber nach Bayern und Nord-Tirol, des ferneren die ganze Gestaltung der Hohen Tauern und die Gailtaler Alpen, andererseits aber auch die Einzelemente nicht nur der tridentinischen Scholle selber, sondern auch jene des gesamten zentralen Südalpenabschnittes zwischen Brescia und dem Quellgebiet des Tagliamento. In diesen nord- resp. nordwestschauenden Bogen des Südtiroler „Dinaridenkopfes“ werden einbezogen: die gegen dessen eigentliche Stossfront hin immer mehr ausdünnten Elemente der bergamaskischen und der karnischen Einheit, im Westsegment das Element der Brenta-Scholle und der Val Trompia – die Brenta sogar mit ihren abgelenkten resp. abgepressten judikarischen Falten-elementen –, im Ostsegment das Westende der karnischen Kette. Die tridentinische Einheit zeigt weiterhin als Ganzes zwei ausgesprochene Scharungsgebiete an ihren beiden Enden, am oberen Piave und zwischen Storo und dem Monte Baldo, und von diesen beiden Scharungsgebieten – das eine, judikarische, gelegen hinter der gewaltigen alpinen Versteifung im Querschnitt Val Trompia–Adamello–Bernina/Ortler, das andere, cadorische, hinter dem Ostende der Venediger Kulmination der Hohen Tauern –, strahlen alle tektonischen Elemente, Falten, Längsbrüche und Einzelschollen in weiter Virgation über dem durch den Südtiroler Porphyrschild ja besonders versteiften zentralen Bozener- oder Dolomitensektor auseinander. Der steile Südrand der Cima d’Asta-Masse erscheint von Süden her schwach eingedrückt, in direkter Linie hinter dem äussersten Vorstoss des Bozener „Dinaridenkopfes“ gegen den Brenner hin, dann endlich stösst, von Garda und Rovereto bis hinüber nach Ampezzo, die Front der alten „Venezianischen“, nunmehr „Bellunesischen“ Einheit von Süden her in den Rücken des tridentinischen Hauptblockes der Südalpen vor. Dass dieser wirklich venezianische Randbogen im Osten von Belluno durch den Verlauf der einzelnen „venezianischen Dome“ zwischen Maniago, Tarcento, dem mittleren Isonzo und dem Ternovaner Karst schliesslich weiterhin in aller Schärfe als gegen Norden gerichtet dokumentiert wird, steht

abermals über jedem Zweifel, es ist dies schon im „Bau der Alpen“ in aller Schärfe hervorgehoben worden. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Der Grundriss der zentralen Südalpen verrät somit schon ohne weiteres, genau wie im kleinen der Bogen der Luganeser Alpen im Süden des Ceneri, ganz zweifelsfrei eine prinzipielle und ganz gewaltige Nordbewegung aller südalpinen Massen.

Die Überprüfung des südalpinen *Querprofils* durch die einzelnen Gross-Segmente des Gebirges hindurch ergibt in jeder Beziehung dasselbe Bild. Nordbewegung in erster Linie, und wo diese durch seitliche Widerstände abgelenkt wird, Bewegung gegen Nordwesten und sogar Westnordwesten – wie in den Judikarien – oder Bewegung gegen Nordosten, wie im Raume des oberen Piave und den Sextener Dolomiten oder am Matajur. Allgemeine Bewegung aber immer primär gegen die Zentralalpen hin, von der Po-Ebene weg. (Siehe Tafel X.)

Wohl treten innerhalb der Südalpen, wie seit alter Zeit bekannt, eine Unmenge von tektonischen Elementen mit Überkippung gegen das stossende Rückland, d. h. gegen die Po-Ebene auf, vom Generoso-Südfuss bis zum Isonzo; aber nie und nirgends nehmen, bis an den oberen Tagliamento heran, d. h. über das ganze grosse Hauptareal zwischen Sesia oder dem Langensee und Ampezzo, somit über eine Längserstreckung von rund 300 km, nur von Como an gerechnet, diese Überkippungen, diese Rückfalten, das Herauf- oder schwache Hinübertreten nördlicherer Elemente über südliche, ein grösseres Ausmass an. Als grösstes Phänomen solcher Art erscheint im ganzen südalpinen Westen bisher wohl die Scholle der Grigna, doch ist deren besonderes Gehaben auf das hier speziell starke Zusammenspiel zwischen stossendem comaskischem Rückland und den vorgelagerten grossen inneralpinen Widerständen, vielleicht sogar auf eine besondere Versteifung des Zentralalpenraumes dieses Sektors durch das Bergeller-Massiv zurückzuführen. Aber wirkliche Decken auch nur bescheidener Art – mit Überschiebungsbeträgen von mehr als 5 km –, die in „dinarischem“ Sinne allgemein oder auch nur in grösserem Ausmass von den Zentralalpen gegen die Po-Ebene vorgestossen worden wären, gibt es in den ganzen Südalpen zwischen Langensee und dem Querschnitt von Tolmezzo im Norden von Udine, d. h. bis in die östliche Carnia und Friaul, keine, keine einzige. Und wenn wir an schönen klaren Tagen durch die nördliche Po-Ebene dem südlichen Alpenrand entlang fahren, so fragen wir uns, von der Adda über Bergamo und Brescia bis über Verona und ins Vicentinische hinein mit immer grösserem Staunen, wie überhaupt an diesem ganzen Alpensüdrand, von der Sesia bis zum Meridian von Venedig, irgendwo wirklich auch nur die Idee von einer „dinarischen“ Bewegung der südalpinen Massen gegen ein padanisches „Vorland“ entstehen konnte.

In erster Linie schneidet einmal der heutige, rein morphologisch als Gebirgsfuss erscheinende *Alpenrand* – im tieferen Untergrund wohl durch ein System circum-padanischer, im Gefolge isostatisch begründeter Krustenaufschmelzung im padanischen Raum ausgelöster Brüche oder Flexuren bedingt, die aber nirgends an der heutigen Oberfläche wirklich sichtbar, sondern nur genetisch für das Verständnis dieses absurden Alpenrandes nötig sind –, die allerverschiedensten Baulemente der Südalpen. Denn die tektonischen Einheiten der Südalpen streichen, zum mindesten bis nach Verona, wahrscheinlich aber auch noch im Raume nördlich Treviso und vielleicht Udine, bei Maniago etwa, oder am Tagliamento, mehr oder weniger schief an den heutigen Gebirgsrand heran und dieser ist damit aus ganz verschiedenen Bauelementen und Grosszonen zusammengesetzt. Vom Langensee bis ins Mendrisiotto ist es der Südabfall der insubrischen Antiklinale mit der Platte des San Giorgio und des Campo dei Fiori, von da über Como und die niedere Brianza bis Bergamo und Trescore, mit Ausnahme der Randhügel der Nieder-

Brianza, vor allem der Innenrand der eigentlichen bergamaskischen Einheit, zu der ja der comaskisch-tessinische Abschnitt im Raume der Generoso-Scholle samt der Alta Brianza gehört. Von Trescorre bis über Brescia, ja über Sirmione bis Garda und Bardolino stossen die verschiedenen Teilelemente der südwestlichen tridentinischen Grossseinheit an den südlichen Alpenrand und in die mantovanisch/brescianische Ebene hinein, und östlich der Veroneser-Klause sind es, von Valpolicella und Verona bis hinüber nach Vittorio Veneto, die lessinisch-veronesisch-vicentinischen Randeinheiten mit dem alten Kern von Recoaro und der eigentlichen Zone des Monte Grappa, die am Alpenrand erscheinen, schliesslich abgelöst durch die abermals etwas internere Zone der venezianischen Dome, von der Kuppel des Bosco del Cansiglio bis hinüber an den Isonzo. Isoliert stechen aus der Ebene zwischen Vicenza und Este die alpinen Elemente der Monti Berici und der Euganeen empor, wohl herausgehoben am uralten, aber neu belebten Bruchsystem von Schio, und östlich der friulanischen Ebene nehmen diese gleichen Elemente, nur ohne den durchaus lokalen vicentinisch-euganeischen Vulkanismus, der eben an das Bruchsystem von Schio gebunden erscheint, am Aufbau des östlichsten Alpenrandes zwischen Udine und Triest hervorragenden und wichtigen Anteil. Auf dieser ganzen langen Strecke aber, vom Langensee bis hinüber nach Triest, erkennen wir an diesem südlichen Alpenrand, ausser Grigna und Resegone am Comersee und der Kette des Monte Chiampòn im Osten des Tagliamento, keine einzige Berggestalt oder gar Bergreihe, wie sie etwa die nordalpinen Deckenfronten in so höchst charakteristischem Masse in einem Säntis, einem Pilatus, einem Stockhorn oder Moléson, oder im Osten des Rheins in den Allgäuer Alpen, der Benediktenwand, dem Wendelstein usw. aufweisen. Flache Vorberge, die recht gemächlich, fast möchte man sagen unschuldig gegen die Po-Ebene hinab versinken, einzelne Ketten, die mit ihren Achsen nur zu deutlich in ihrem Streichen unter die Ebene eintauchen – bei Varese, östlich Bergamo, bei Brescia, am Monte Baldo, östlich davon das flache Gewölbeland des Veronese, mit lang anhaltendem flachem Abfall gegen die veronesische Ebene –, und was von wirklichen Schubfronten etwa sichtbar wird, an der Grigna und am Resegone, am Lago d'Endine oder im Gebirge westlich des Gardasees, das betrifft in keinem Falle mehr den eigentlichen Alpenrand, sondern bereits weit internere Teile im Inneren des Gebirges. Eine wirkliche Schubfront erreicht nur im äussersten südalpinen Osten, d. h. im Norden der Ebene von Udine, am Austritt des Tagliamento aus den östlichen Südalpen, im Raume von Gemona die venezianische Ebene.

So weist schon die blosse so ausgeglichenen anmutige Gestaltung des Alpensüdrandes in gar keiner Weise auf irgendwelche grobe Schübe in der Richtung auf die Po-Ebene hin; die Harmonie dieses Alpenrandes wird durch keine solchen Gewaltakte gestört, bis hinüber an den Tagliamento, und es bleibt regelrecht unverständlich, dass von da nach Westen überhaupt irgendwo auch nur der leiseste Gedanke eines generellen Vormarsches der Südalpen gegen die Po-Ebene aufkommen, geschweige denn bis in die neueste Zeit hinein immer wieder verteidigt werden konnte.

Das gleiche Bild vom padanischen Raum gegen das Alpeninnere stattgehabter Bewegungen zeigt sich aber, und zwar wohl kaum nur zufälligerweise, auch in den tektonischen Beziehungen zwischen dem *Südrand der Po-Ebene* und der südlichen Fortsetzung des Gesamt-Alpenstammes in den *Apenninen*. Auch dort, von den Hügeln von Turin als den westlichsten Ausläufern des padanischen Apenninrandes bis hinab nach Modena, Bologna und Rimini erkennen wir *innerhalb des Gebirges keine einzige wirkliche Schubfront*, bis zu der tektonische Elemente von der Art alpiner Decken in der entscheidenden orogenetischen Phase vom tyrrhenischen Meer über grössere Beträge gegen die Po-Ebene vorgetragen worden wären, im Sinne der alten

Thesen von SUÈSS, STEINMANN, TERMIER, STILLE und KOBER. Denn abgesehen von der bereits auf p. 255 neu in Erinnerung gerufenen „Verknickung“ der gesamt-alpin/apenninischen Gebirgsachse, durch welche der ganze westliche Abschnitt des padanischen Raumes vom Meridian des Gardasees an so entscheidend verschmälert und seine süd- und ostalpinen Strukturen im Süden der Po-Linie in der Tiefe vom nachträglich noch verstossenen Gesamtapennin als geschlossenem Gebirgsblock überfahren und begraben worden sind, in einer orogenen Spätphase obermiozänen und sogar pliozänen Alters erst, steigen *am ganzen Südrand der Po-Ebene*, wenn auch stellenweise mit leichten Überkippungen, die eben der genannten Spätphase ihr Dasein verdanken, die tektonischen Elemente des nördlichen Apennins *stets generell gegen das Innere des Gebirges*, d. h. zunächst gegen den Apennin-Kamm, und innerhalb desselben weiterhin gegen die tyrrhenische Küste empor. Man braucht für diese von mir seit 1928 verfochtene Erkenntnis nur den apuanischen Gebirgssektor zwischen Spezia-Pisa und Reggio-Bologna aufmerksam zu durchqueren, wo die grossen Gewölbe-Elemente mit nur verschwindenden Ausnahmen alle *gegen Südwesten und Westen vorgetrieben* sind. Die Pässe des Cerreto, von Porretta und La Futa bleiben in dieser Beziehung stets bemerkenswert und höchst instruktiv, und der Querschnitt von San Marino zeigt gleichfalls kein anderes Bild: *der Schub ging auch im Apennin primär vom padanisch/adriatischen Raum aus und dieser Raum der Po-Ebene ist daher als gemeinsames Rückland von Alpen und Apennin zu betrachten, das nur durch die erwähnte spätere Vorknickung des ligurischen Kettenabschnittes – im Vorland der ihrerseits vom Westteil des afrikanischen Blockes bedrängten und daher weiterhin nach Norden ausweichenden korso-sardischen Masse – in seinem Westteil so entscheidend eingeengt resp. von diesem ligurischen Neo-Apennin so weit überdeckt worden ist, dass die Frage nach den Ursprungsräumen der westalpinen Decken damit zu einer fast unlösbar zu werden drohte.* Dadurch aber wurden sowohl der Bau des Apennins wie dessen Beziehungen zu den Alpen erneut kompliziert und ergeben sich auf lange Zeit hinaus noch eine Unmenge schwieriger Probleme, daneben aber, und zwar bereits heute, auch neue prachtvolle, bisher völlig unvermutete, vielleicht aber auch wirtschaftlich bedeutsame Zusammenhänge.

Auf einen solchen sei, weil er den Bau der Südalpen direkt berührt und zu deren Verständnis beträchtlich beitragen kann, noch kurz hingewiesen. Er betrifft den oben als so „absurd“ empfundenen *südlichen Alpenrand*, an dem so *verschiedene tektonische Elemente* der Südalpen, angefangen bei den innersten Bruchstücken der Euganeen im Osten, über den Gardasee und Brescia bis über die insubrischen Randeinheiten der Sesia hinaus, *unter wechselndem Winkel schief unter der Po-Ebene verschwinden*.

Dieser ganze *südliche Alpenrand* verläuft, und zwar von Este bis über die Sesia hinaus, d. h. auf eine Länge von rund 270 km, in höchst auffallender Weise *weitgehend konform*, ja praktisch fast parallel zum *padanischen Rand des Nordapennins*. Die rund 90 km Breite der Po-Ebene, die wir zwischen Bologna und Este oder zwischen Tortona und dem Alpenaustritt der Sesia oder Arona messen, entsprechen fast überall dem mittleren Abstand zwischen Südalpenrand und den nördlichsten Elementen des Apenninfusses. *Der Südalpenrand zwischen Este und Sesia fügt sich in flachem Bogen somit weitgehend dem Südrand der Po-Ebene und dem Rand des Apennins*, er muss daher in seinem Verlauf *durch die gleichen Ursachen bedingt* sein wie diese südlichen Objekte. Der die einzelnen südalpinen Bau-Elemente so klar schief abschneidende Südrand der Alpen zwischen Este, Verona, Brescia, Bergamo, Como, Varese, Arona und Sesia verdankt seine Entstehung und seinen „absurden“ Verlauf einer *flexurartigen Verbiegung* der *normalen südalpinen Faltenachsen*, an der, wohl sicher auch zum Teil längs eigentlichen Brüchen oder sonstwie kompliziert, *in einer späteren Endphase der Gebirgsbildung* gegen den Schluss des Miozäns, *diese süd-*

*alpinen Einheiten vor der anrückenden, der eigentlichen Gebirgsbildung später noch folgenden Vorknickung des ligurisch-emilianischen Apenninblockes, zum heutigen Grosstrog der Po-Ebene absinken.* Die Po-Ebene, d. h. ihr Untergrund, ist zur Zeit der grossen orogenetischen Hauptbewegungen, d. h. in vormolassischer Zeit, das den eigentlichen südalpinen Bau umfassende und in sich bereits auch in dessen Sinne zusammengestaute breite gemeinsame Rückland des alpinen Deckengebirges und des apenninen Deckengebäudes gewesen, es ist primär somit dieser padanische Raum als das Alpen und Apennin in gleichem Masse bedrängende wirkliche Rückland dieser beiden Ketten zu betrachten. Als ein Rückland jedoch, das wohl schon während der Bildung der mächtigen oligozänen und miozänen Molassen, entscheidend aber erst gegen den Schluss des Miozäns und bis ins Pliozän hinein, von dem nun vielfach wieder genannten späten Blockvorstoss des ligurischen Sektors der Apennin-Masse zum mindesten, zunächst zu einer weiten und in sich wohl mehrteiligen Grossmulde zusammengestossen, und schliesslich in seinen südlichen Teilen von der einst von ihm selber zusammengestauten Apenninkette, unter den Impulsen des letzten korsosardischen resp. afrikanischen Vorslosses gegen Europa hin, auf beträchtliche Breiten überfahren und damit äusserlich recht entscheidend zur Breite der heutigen westlichen Po-Ebene eingeengt worden ist. Wobei ganz naturgemäss wohl auch die Scharung der Alpen selber weitere Akzentuierung erfuhr.

*Der südliche Alpenrand ist also in gar keiner Weise ein etwa „dinarisch“ gegen den padanischen Raum vorgestossener Schubrand; er ist im Gegenteil durch einen jungen Vorstoss des Apenninblockes, verbunden mit der Einmuldung des heutigen padanischen Raumes von Süden her, erst gegen den Schluss der alpinen Gebirgsbildung entstanden.* Von einem generellen „Vormarsch der Südalpen gegen die Po-Ebene hin“, wie die dinarische These dies verlangt, kann somit, schon rein von diesem südlichen Alpenrande aus, niemals die Rede sein.

Im Inneren des Gebirges aber steht es ähnlich und werden in dieser Beziehung die Überraschungen sogar noch grösser. Anzeichen wirklich grösserer Bewegungen von den Zentralalpen gegen die Po-Ebene hin gibt es *keine*, und gar südgetriebene Decken alpinen Stils suchen wir, bis hinüber in das Tagliamento-Tal, überhaupt vergebens. Und wenn tatsächlich eine der alpinen Nordflut aller Massen auch nur einigermassen entsprechende „Gegen“-Bewegung die südalpinen Bauelemente von den Zentralalpen her gegen die Po-Ebene hin gestossen haben sollte, im Sinne der „dinarischen“ Konzeption und der Auffassung des zweiseitigen Orogens im Sinne KOBERS und STILLES, so müsste in diesem weiten südalpinen Gebirge zwischen Tagliamento und Como auf jeden Fall einerseits der wirkliche Nachweis weitreichender Überschiebungen erst noch geleistet werden und dürften nordbewegte Elemente in grösserer Zahl überhaupt gar nicht vorkommen.

Das konkrete südalpine Querprofil lehrt uns aber das gerade Gegenteil: Süd-alpine Decken im „dinarischen“ Sinne, von grösserem Bewegungsausmass und begleitet von den unumgänglich notwendigen Beweisstücken von Klippen und Fenstern oder grossen basalen Schürfzonen, lassen sich, bis in den Meridian von Udine nirgends, aber auch keine einzige nachweisen; auch die berühmte Grigna lässt sich keineswegs als „dinarische“ Decke missbrauchen. Dafür sind die Zeugen für stattgehabte deutliche Bewegung der Massen von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen hin auch im südalpinen Querprofil so zahlreich und eindringlich, dass sie sehr wohl neben den bisher in erster Linie und erst noch über Gebühr als solche hervorgehobenen sogenannten „dinarischen“ Zügen als etwas mindestens Gleichwertiges bestehen mögen.

Suchen wir daher einmal die Zeugnisse für generelle Nordbewegung der Südalpen gegenüber den sogenannten „dinarisch“ orientierten Elementen des Süd-

alpenbaues etwas präziser abzuwägen, dann ergibt sich, nach der neueren Literatur und vielen eigenen Beobachtungen durch den ganzen südalpinen Raum, vom Tagliamento und von Raibl bis an den Comersee, etwa das folgende Bild.

### A. Vom Comersee zur Etsch.

Hier sind die beiden Abschnitte des bergamaskischen und des judikarisch/trentinischen Segmentes zu unterscheiden, die durch das brescianische Zwischenstück miteinander verbunden sind, in welchem sich der allmähliche Übergang vom bergamaskischen und veltlinischen Streichen zum Judikarien-Streichen vollzieht. Folgende Elemente nehmen, im Süden der orobischen Kristallinzone der Silvretta-Wurzel und ausser den Tonalit-Stöcken des Adamello-Massivs, am Aufbau dieser wichtigen Gebirgsmasse im Westen der Etsch teil: die orobischen Mulden als südlichste Elemente des Drau-Zuges, die bergamaskischen Gewölbe als Fortsetzung der insubrisch/luganesischen Antikinalen, das Bergamasker Triasgebirge mit seinem südlichen Jura/Kreidesaum und seiner östlichen Fortsetzung in die Brenta hinein, der Trompia-Aufbruch, der Westteil der tridentinischen Einheit zwischen Iseo/Brescia und dem nördlichen Nonsberg, das Element des Monte Baldo und schliesslich der Westrand der vicentinisch-lessinischen Randzone zwischen Garda und Rovereto. Zwischen Tramin und Lana bildet ein schmaler Saum der Bozener Porphyrtafel die alte Basis der Mendola-Elemente. (S. Karte Tafel IX.)

*Orobisches Kristallin, orobische Mulden und bergamaskische Gewölbe* bilden in den hinteren Bergamasker Tälern gegenüber dem südlichen Kalk/Dolomitgebirge der eigentlichen Bergamasker Alpen unter sich eine gewisse, wenigstens scheinbare Einheit. Es ist jedoch zunächst nicht gesagt, dass diese vermeintliche Einheit als solche auch wirklich existiert. Immerhin müssen diese Elemente hier, gemäss ihrer engen räumlichen Verbindung, vorderhand einmal gemeinsam betrachtet werden.

Vom Comersee, d. h. genauer der Gegend um *Tartavalle* in Valsässina, über den historischen Pass von San Marco bis in den Corno Stella und das Tal von *Carona*, d. h. bis nahe an den Meridian von Sondrio heran, überschiebt stets das orobische Kristallin der veltlinischen Grenzkette die Trias des Nordschenkels oder auch bloss die Permumhüllung der nördlichsten bergamaskischen Antikinalen. Schon hier sehr deutlich – und zwar bereits im Gebiete von Margno in Valsässina, ja sogar schon wenig östlich Bellano – in mehreren Schuppen. Die nördlichen Elemente der Bergamasker-Gewölbezone unterschieben dabei zwischen dem Südfuss des Legnone-Kammes und Valsässina, besonders deutlich sichtbar in Val Marcia südlich Premana, das orobische Kristallin recht bedeutend und scharf um rund 4–5 km. Dies ist zugleich auch der Sektor der so mächtigen und auffallenden Rückschuppung des kalkalpinen Nordsektors in der Grigna-Scholle, die wohl kaum ohne tieferen Grund gerade hier, im Hinterland dieser besonderen orobischen Phänomene sich zeigt. (S. Profil 11, Tafel X.)

Nördlich Olmo überspannt das bergamaskische Triasgebirge in weitem Bogen die östliche Fortsetzung des Valsässina-Gewölbes im Tale von Mezzoldo und tritt in der Gruppe des Pegherolo, zuletzt in flach nördlich ansteigender, relativ einfach gebauter Schichtplatte, bis auf wenig über 200 m knapp an die orobische Überschiebung südlich des Passo di Lemma heran. Jenseits von Foppolo wird dann, besonders im Tal von Carona, nicht nur das Gewölbe von Mezzoldo/Valsässina, sondern sogar der eben genannte Nordrand der bergamaskischen Triasplatte selber vom orobischen Kristallin ganz direkt noch um ein wenig überfahren.

Zwischen Corno Stella, Passo Venina und *Pizzo del Diavolo* komplizieren sich, besonders nach den schönen Untersuchungen Dozys klar ersichtlich, die Dinge

weiter. Der orobische Schubrand stösst am Südhang des Monte Masoni in einem auffallend spitzen Keil bereits bis nahe an den kristallinen Kern des Brembo-Gewölbes vor, aber dieses südlichste orobische Kristallinelement *trägt* nun in aller Klarheit auch seinerseits mächtige Perm-Serien, das orobische „Gipfelperm“ zwischen Pizzo Zerna/Monte Masoni, Pizzo del Diavolo di Tenda, *Pizzo Coccia* und Monte Gleno. Um das ostwärts niedersinkende südlichste Kristallin der orobischen Kette verbindet sich dieses orobische Gipfelperm mit der durchaus gleichartigen Permumhüllung des Brembo/Carona-Gewölbes und über dasselbe hinweg schliesslich sogar mit jener der beiden abermals südlicher gelegenen Kristallingewölbe der hinteren Val Seriana. (S. Tafel IX und Profil 9 und 10, Tafel X.)

Es bilden so die kristallinen Gewölbezonen der Bergamasker-Antiklinalen nicht einen einzigen durchgehenden Gewölbekern, sondern dieselben reihen sich von Valsassina bis in die hinterste Val Seriana *kulissenartig* hintereinander und lösen einander zum Teil auch im Streichen ab. Das Gewölbe der Val Marcia streicht schief unter die westliche orobische Kette hinein – fast sollte man es in Val Bitto nochmals finden – Valsassina–Caprile–Mezzoldo–Cambrembo/Foppolo bilden eine zweite Kulisse, Trabuchello/Branzi–Carona–Lago del Prato eine dritte, Pian dell'Asino/Passo Portula–Fiumenero in Val Seriana eine vierte, und jene von Valbondione schliesslich eine fünfte. Aber auch diese scheint abermals noch nicht die letzte Kulisse zu sein, und der klassische Gewölbekern der Val Paisco und des Passo del Vivione in Val Camonica gehört bestimmt einer noch weiter südlicher gelegenen Gewölbezone an, die sich in Val Camonica selber, d. h. südlich Cedegolo wohl abermals noch erweitert.

Es löst sich so die ganze Zone der Bergamasker-Gewölbe, wie im übrigen bereits aus den älteren Aufnahmen von PORRO und auch meiner tektonischen Karte der Alpen hervorgeht, in eine ganze *Gewölbeschar* auf, deren Elemente sämtliche, mit Ausnahme der südlichsten von Val Paisco und Cedegolo, in ihrem Verlauf irgendwie schief unter den orobischen Kristallinrand hineinziehen. Das aber scheint mir zu bedeuten, dass die Trennung zwischen bergamaskisch-insubrischer Antiklinalzone, d. h. der Basis der südlichen Kalkalpen, und dem orobischen Kristallin in Tat und Wahrheit doch wesentlich tiefer greift als etwa nur der Bau der orobischen Gipfelregion zwischen Pizzo Zerna, der Diavolo- und Coccia-Gruppe und dem Monte Gleno dies auszudrücken scheint. Was klar sich dokumentiert, das ist eine wenn auch durch Schuppung weithin gestörte, aber dennoch gesicherte Verbindung des orobischen Unterperms der Collio-Serie im Hangenden des orobischen Kristallingebirges mit jenem der engeren bergamaskischen Gewölbezone und schliesslich sogar mit dem durchaus gleichgearteten Unterperm der wirklichen Basis der bergamaskischen Kalkalpen. Das orobische Gesamtperm bildet so nichts anderes als schliesslich das gemeinsame tiefste Sedimentdach des orobischen Wurzelkristallins und der bergamaskischen Gewölbe. Das ist aber das, was ich bereits in den Ostalpenprofilen zur „Geologie der Schweiz“ ALBERT HEIMS vor bald 30 Jahren, oder schon in meiner „Tektonischen Deutung der Catena Orobica“ vom Jahre 1919 mit aller Deutlichkeit zum Ausdruck gebracht habe. (Vergl. Profil 9 und 10, Tafel X.)

Die Permbasis der bergamaskischen Kalkalpen und damit ein nach bisherigem Sprachgebrauch sicher südalpines, „dinarisches“ Element verbindet sich auf solche Weise klar und deutlich mit dem Perm der Silvretta-Wurzel der orobischen Grenzkette. Das ist abermals nichts anderes als der alte „Zusammenhang zwischen Silvretta-Wurzel und südalpiner Basis“, den ich seit jeher, das erstmal schon 1915, dann wieder 1919 und 1924 oder wiederum 1935 postuliert hatte. Ich freue mich dieser Bestätigung durch die neuen weit ins Detail gehenden trefflichen, aber noch

nicht erschöpfenden Arbeiten der Leidener Geologenschule, und verweise in dieser Hinsicht ganz besonders auch auf die schönen Profilserien durch die Bergamasker Alpen, in denen DE SITTER eben erst die Resultate der holländischen Geologen so übersichtlich zusammengefasst hat.

Im Gebiet der Diavolo- und der Coccia-Gruppe, am Pizzo Zerna und abermals in den letzten Hintergründen der Val Seriana ist dieses *orobische Perm* in grossartigem Maßstab mit seiner nördlichen Kristallinbasis verfaltet und *verzahnt*. Ein nördlichster Synkinalkeil greift, hart nördlich des Pizzo del Diavolo, vom Pizzo Ceric, wie ein überkippter Veltliner Wurzelkeil deutlich gegen Süden überliegend, ins orobische Kristallin hinab; dann folgt das flacher struierte, aber von steilen Längsbrüchen durchzogene Unterperm-Gebiet im Diavolo/Coccia-Kamm. Östlich desselben erkennen wir, wie diese nördlicheren Muldenelemente des orobischen Perms über den südlicheren Partien des orobischen Kristallins in einer ganzen Anzahl von separaten Muldenkeilen nordostwärts oder ostwärts axial ausheben und nur die südlicheren Muldenelemente in Form von langen Keilen wirklich tiefer ins kristalline Gebirge eintauchen. Profile und Karte der Arbeiten von DOZY und TIMMERMANS zeigen, vom Pizzo del Diavolo an bis an den Monte Gleno, diese Keilstruktur in aller Deutlichkeit. Und während im allgemeinen, bis an die Gewölbezone des Lago di Prato heran, die Anzeichen der *südlichen Überkippung* der orobischen Mulden im Gebiete des oberen Brembo Tales noch überaus deutliche sind, erkennen wir nun im Ostabschnitt, vom Pizzo del Diavolo ostwärts doch sehr klar ebenso deutliche Anzeichen für einen Anschub der südlichen bergamaskischen Massen *gegen Norden* hin. Einen solchen Anschub der südlichen bergamaskischen Elemente an die orobische Kette zeigen im übrigen sehr klar auch die Dozyschen Profile im Osten des Lago di Prato in der hinteren Brembana, samt dem Aufschub des westlichsten Serio-Kernelementes im Norden der Cabianca. Im übrigen ergibt es sich recht hübsch, dass die das orobische Kristallin primär stratigraphisch bedeckende Perm-Masse der Diavolo/Coccia-Zone in einer axialen Depression gelegen erscheint, die ausgezeichnet mit dem axialen Abfall der Engadiner-Decken in der Bernina-Gruppe und dem im Osten wieder vermehrt auftauchenden Gewölbekern der Cedegolo-Antiklinale in Val Camonica übereinstimmt, die übrigens vielleicht in einer gewissen nördlichen Fortsetzung der Trompia-Achsenkulmination liegt; womit deren Richtung nordwärts in auffallender Weise auf das so umstrittene Sedimentareal zwischen Ortler und Unterengadin hinweist, das meiner Ansicht nach eben gleichfalls auf einer Achsenkulmination, zwischen Silvretta/Kesch- und Ötz-Masse, gewissermassen auf der „Fensterlinie“ des Unterengadins, als tiefere Einheit zutage kommt. (S. Karte, Tafel IX.)

Es ergibt sich somit aus der Betrachtung dieser nördlichsten Bergamasker-Elemente und der Catena Orobica, dass dieselben durch das Mittel ihrer Perm-umhüllung wohl weitgehend miteinander zusammenhangen, gewissermassen enger miteinander verknüpft erscheinen, dass aber immerhin, gemäss dem auf den axialen Kulminationen des orobischen Westens und des orobischen Ostens real Beobachtbaren, doch die südlichsten Teile des orobischen Kristallins durch eigentliche und noch in *beträchtliche Tiefe* greifende Keilsysteme von den kristallinen Kernen der bergamaskischen Gewölbeelemente getrennt werden. Vom Comersee bis zum Corno Stella, und wiederum vom Querschnitt des Gleno nach Osten, bis Val Gallinera und in den Adamello hinein mehr oder minder kräftige Aufschiebung des orobischen Kristallins gegen Süden – im Grunde genommen genau im Sinne der Veltliner- und Tessiner-Wurzelüberkippungen –, über eine Gesamtstrecke von 70 km; zwischen Corno Stella und dem Gleno-Querschnitt aber tiefe Achsen-depression, mit relativ seichteren Mulden auf dem orobischen Kristallin, aber auch

hier noch immer deutlich mit beträchtlichen Überkippungen der meisten Elemente gegen Süden. Die Auflagerung des orobischen Perms auf das orobische Kristallin, unter Zwischenschaltung wohl obercarbonischer Basal-Konglomerate –, vom Typus jener von Manno oder von Germignaga am Langensee oder der Konglomerate der Auernigg-Schichten der Carnia –, zeigt sich nur in dieser axialen Senke von rund 20 km Längserstreckung. In den beidseits anschliessenden Kulminationszonen jedoch fehlt diese tatsächlich orobische Sedimentbedeckung und schiebt das orobische Silvretta-Kristallin sich scharf und beträchtlich über die Permumhüllung der südlich vorgelagerten bergamaskischen Frontelemente, in Begräßen, die allerdings, sowohl in Val Marcia wie in Val Brembo, Schubweiten von 5–6 km nicht übersteigen, aber damit immerhin ein ganz respektables Ausmass erreichen können.

Das alles aber zeigt deutlich genug, dass trotz der oberflächlich bestehenden Verbindung des orobischen mit dem bergamaskischen Perm und dessen durchaus gleichartiger stratigraphischer Gliederung die Trennung des orobischen Kristallin gebirges von den Bergamasker Gewölbekernen der insubrischen Antiklinalzone doch eine ziemlich tiefgreifende ist. Dieselbe zeigt sich in erster Linie in jenen Sektoren in grösserer Schärfe, wo auf Achsenkulminationen dieser Zone die tiefsten Aufschlüsse der orobischen Mulden sich präsentieren, d. h. im west- und im ost orobischen Abschnitt. Eine Trennung zwischen Silvretta-Wurzel und insubrischen Antiklinalkernen existiert somit auch hier, genau wie im Westen durch den Salvatore-Zug, und das orobische Kristallin darf deshalb in gar keinem Falle als ein direkt südalpines Element betrachtet werden.

Eine recht tiefgehende Trennungslinie zwischen Silvretta-Wurzelkristallin und den vordersten südalpinen Elementen, in Form von Drauzug-artigen Keilen ist somit auch hier, genau wie im Tessin oder im Pustertal oder in den Karawanken durchaus aufrecht zu erhalten. Die Frage ist nur, ob diese Trennung zwischen orobischen und bergamaskischen Elementen wirklich von so fundamentaler Bedeutung ist, dass es sich tatsächlich rechtfertigt, hier, ähnlich wie bei Eisenkappel in den Karawanken, die tiefgehende und prinzipielle Scheide zwischen Alpen und Dinariden als zwei total verschiedenen Gebirgen anzunehmen. Wir kommen in der Folge nochmals auf diese Dinge zurück.

Über den tatsächlichen *Bewegungssinn in der bergamaskischen Gewölbezone* gibt vor allem klare Auskunft jener grosse Muldenkeil, der im Tale von Branzi Foppolo von der Platte des Pegherolo her bei Valleve den mittleren Brembo Quellfluss zur Gruppe des Vescovo überquert. Hier zeigt sich, dass der Nordteil des eigentlichen bergamaskischen Triasgebirges, der von Süden her in zunächst steiler, dann immer flacherer Platte bis gegen die orobische Überschiebung aufsteigt, in seinen basalen Teilen tiefgehend verkeilt ist mit dem System der bergamaskischen Perm gewölbe. Diese Mulde von Valleve aber zeigt in ihrer Tiefe eine deutliche, wenn auch nur steile Überkippung gegen Norden, auch wenn die höheren, offeneren Muldelemente östlich Foppolo und des Vescovo Stockes durch die von Norden darüber hinweggegangene orobische Überschiebung doch deutlich nach Süden zurückgekämmt worden sind. Auch im Gebirge nordwestlich Carona sind ähnlich gebaute Muldenspitzen mit steiler Überkippung gegen Norden hin stellenweise zu sehen. Der Gewölbekern von Branzi-Carona, d. h. der Trabuchello-Aufbruch, schiebt sich somit deutlich steil nordwärts etwas über die genannte Mulde von Valleve hinauf. Dieselbe ist übrigens mehrteilig, und alle Muldenspitzen zeigen denselben steilen Südfall, sind somit alle klar gegen Norden überkippt. Gegen Norden überkippt ist aber auch der Westausläufer des Kristallin-Aufbruches von Val Seriana im Gebiete des Pian dell'Asino, weiter verschiedene Teilelemente im Südostteil desselben, so dass hier im Prinzip die Nordbewegung der ganzen berga-

maskischen Gewölbezone nicht mehr in Frage steht. Wäre diese ganze Gewölbezone aber effektiv aktiv vom orobischen Kristallin her erzeugt worden, also durch Schub aus dem Norden, so müssten diese Gewölbeelemente doch samt und sonders klar gegen Süden überliegen. Da sie dies aber nicht tun und im Gegenteil deutliche Bewegung gegen Norden hin zeigen, mit Ausnahme vielleicht der Kuppel von Mezzoldo, so dürfen wir annehmen, diese deutlich nordwärts bewegte Gewölbezone der bergamaskischen Antiklinalen hätte, als eigentliche Nordfront der südalpinen Massen, in ihrer Gesamtheit das nördlich anschliessende orobische Wurzelkristallin samt den tiefsten orobischen Mulden in der Tiefe unterschoben, gewissermassen aus den Angeln gehoben, und auf solche Art die heute sichtbaren Teile der orobischen „Überschiebung gegen Süden“ rein sekundär als ein Rückfaltungselement ausgelöst. In durchaus ähnlicher Weise wie der Vormarsch der östlichen Einheiten der apuanischen Alpen mit den Elementen der Sumbra und der Fiocca die Rückfaltung der apuanischen Hauptgewölbe im Westen der Mulde von Arni erwungen hat. (S. Profil 10 und 11, Tafel X.)

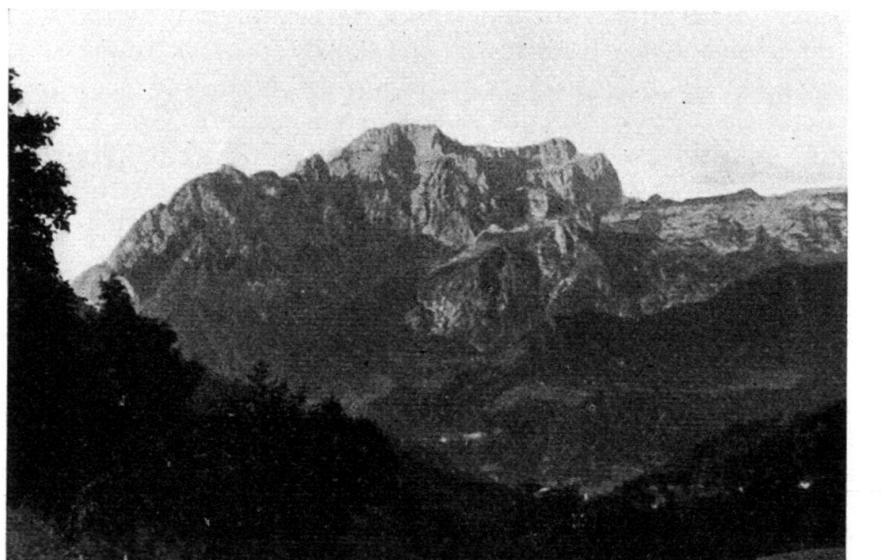


Fig. 8. *Die Presolana-Überschiebung, von unterhalb Schilpario aus gesehen.*

Die Esinokalk-Masse der Presolana-Nordwand ist mit einer Buchenstein/Wengenerbasis – am direkten Fuss des Grat-Aufschwunges – einer tieferen Raiblerserie (dunkle Gratpartien rechts des Sattels) und deren normalen Esino- und Muschelkalkbasis der Valle di Scalve aufgeschoben.

*Der Bau der orobischen Kette und der bergamaskischen Gewölbezone weist somit klar und einfach auf Schub von Süden nach Norden.*

Vom bergamaskischen Triasgebirge kann man wohl sagen, dass dasselbe in seiner überwältigenden Hauptmasse nur Bewegung aus dem Süden verrät. Dieses Triasgebirge steigt aus südlichen Tiefen stets prinzipiell gegen Norden, über den innersten Buckel der nordbergamaskischen Gewölbezone empor und sinkt umgekehrt in mehreren Wellen, zum Teil nur sehr flach, gegen Süden zur Tiefe. Hier „dinarische“ Südbewegungen herauslesen zu wollen, ist ein Ding absoluter Unmöglichkeit, und wir erkennen hier gerade umgekehrt das Aufsteigen einer Reihe von Schuppen, deren Heimat jeweilen weiter südlich in der Tiefe zu suchen ist. Die *Presolana-Überschiebung* mit ihrem stolzen, flach nordwärts ansteigenden Aufschub der Esino-Kalke über die Raibler des tieferen bergamaskischen Gebirges,

und zwar, wie die Klippe des Ferrante in klarer Weise zeigt, auf eine Schubbreite von mindestens 4 km, spricht hier, nebst allen neueren Profilen der Holländer Geologen durch diese Nordzone des Bergamasker-Triasgebirges, eine ganz deutliche Sprache. Die Stauungen vor dem Monte Petto oder wiederum die Schuppungen und Stauungen im Gebiete des Pizzo Arera und an dessen nördlicher Basis, im Gebiete von Roncobello, sind gleichfalls nur durch Schub gegen Norden, in der Basis der Presolana-Überschiebung zu deuten, und der Bau der Monte Secco-Gruppe über dem Becken von Clusone spricht, bis an die höchsten Gipfelpartien heran, abermals im gleichen, durchaus gemeinalpinen Sinne. Die Hauptdolomitplatte des Monte Alben südlich Oltre il Colle und des Monte Gioco südlich Dossena oder jene des Sornadello-Castel Regina-Kammes im Westen von San Pellegrino steigen gleichfalls in durchaus flacher Lagerung gegen Norden über der tieferen Raibler- und Esino-Trias in die Luft, ohne irgendwelche Anzeichen einer Überwältigung durch dieselben von Norden her, ja in gewissen Teilen dieser Hauptdolomitplatte sind sogar deutliche Zeugen von Nordbewegungen in Form gegen



Fig. 9. Der Nordostabfall der Corna Grande/Aralalta-Masse in Valtorta.

Flache Hauptdolomitplatte, darüber in der äussersten linken Gipfelregion die Kössener Schichten; gegen N steil (rechte untere Bildhälfte) direkt dem östlichen Val Sassina-Gewölbe angepresst (nicht mehr sichtbar).

Norden oder Nordwesten überkippter Faltenelemente zu sehen, so südwestlich San Pellegrino oder östlich der Forcella di Bura zwischen Brembilla- und Taleggio-tal. Nordwestlich Piazza Brembana und Olmo steht, in Valtorta und weiterhin gegen Westen, an der bergamaskischen Nordfront der Hauptdolomit in direktem und damit sicher tektonischem Kontakt mit den basalen bergamaskischen Gewölbeelementen, dem Servino etwa, eine Konstellation, die ohne kräftigen Eigen-vorschub einer von ihrem Untergrund abgesicherten Hauptdolomitplatte gegen Norden, über ihre Alttrias-Basis hinaus, gar nicht verstanden werden kann. (Vergl. Profil 9, 10 u. 11, Tafel X und Tafel IX.)

Im Quertal des Brembo zeigt die Strecke von San Martino de' Calvi bis San Giovanni Bianco über fast 10 km quer zum Streichen nur mittelsteilen Südfall im tieferen Triasgebirge, mit lokalen Aufschuppungen gegen Norden, und erst süd-

lich des Tälchens von Dossena beginnt in den Raiblern das Regime steil südwärts überkippter Kniestalten. Das daran anschliessende „Fenster“ von San Pellegrino ist wohl als solches noch zu revidieren; es könnte sich nach neueren Untersuchungen von DESIO, die sich mit meinen spärlichen eigenen Beobachtungen zu decken scheinen, um durchaus sekundäre, nur in südwestlicher Richtung abgelenkte weitere Synkinal-Komplikationen in der generell doch noch südfallenden Triasplatte, zum Teil sogar um eigentliche Querfaltelemente handeln; sicher aber sinkt im Raume nördlich Zogno der Hauptdolomit nur in senkrechtem oder mittelsteilem Abbiegen flexurartig südwärts zur Tiefe und sind auch hier, etwa im tektonisch so empfindsamen Rhät keine grösseren Überkippungen in der Richtung auf die Po-Ebene zu erkennen. Erst beim *Alpenausgang* von Villa d'Almè erscheinen in den tiefsten Aufschlüssen am Brembo Radiolarit und Majolica steil südwärts überkippt, biegen jedoch, gemäss der deutlichen Lagerung des nordwärts angeschlossenen Lias, sofort über demselben gegen Norden in die Höhe. Auch hier somit nur eine höchst knappe Überkippung der Gewölbezone der Albenza am Alpenrand. Am *Canto Alto* scheint Rhät steil südlich über Lias überkippt, aber auch dieser schiesst schliesslich an seinem Südrand wieder recht deutlich gegen die Po-Ebene ein und wird nur randlich von den Radiolarit/Kreideserien von Almè und dem Nordrand der flachen Kreide-Antiklinale von Bergamo unterteuft. Im Brembo-Querschnitt erkennen wir somit, und zwar in einer tief eingerissenen Talschlucht auf über 30 km Profilbreite, kein einziges Anzeichen grösserer wirklich südwärts gerichteter klarer „dinarischer“ Bewegung. (S. Profil 10, Tafel X.)

Eine um so auffallendere Erscheinung bilden daher die von DESIO schon vor über 15 Jahren entdeckten merkwürdigen Klippenmassen im Norden der hinteren *Val Taleggio*, wo verschiedene isolierte Schollen von älterer Trias, mit anisischen und ladinischen Fossilserien als solche belegt, zum Teil auch zusammen mit Hauptdolomit, durchaus als Reste einer dem Rhät und Unterlias der normalen Brembana-Triasplatte aufgeschobenen höheren tektonischen Scholle gedeutet werden müssen. Die Beheimatung dieser Taleggio-Schollen ist prinzipiell wohl nur im Norden oder Nordwesten möglich, sind doch einzig am Nordrand der bergamaskischen Triasplatte oder in den östlichen Ausläufern der Grigna-Scholle im Gebiete südlich Intròbio, d. h. in der oberen Valsassina, anisisch-ladinische Triasglieder bekannt. So sind wir zunächst wohl versucht, diese Taleggio-Klippen als Reste einer gegen Süden vorgestossenen, d. h. dinarisch orientierten Schubsscholle mit einer beträchtlichen Überschiebungsbreite zu deuten; es ist aber daneben ganz konkret auch im Auge zu behalten die direkte Nachbarschaft der Grigna-Scholle, die östlich Valsassina im Zuge des *Zuc di Poia* bis auf weniger als 3 km Distanz an die westlichsten Taleggio-Klippen heranreicht, und zwar deutlich aufgeschoben auf die Hauptdolomitplatte der Corna Grande und damit die eigentliche Brembana-Trias; so dass die Möglichkeit einer ganz direkten Verbindung dieser Klippenmassen mit dem Außenrand der nördlichen Grigna-Scholle sehr wohl als solche besteht. Die Verhältnisse in Valsassina scheinen meinen Beobachtungen gemäss dahin zu deuten, dass das Element der Grigna als Bestandteil der östlichen Generoso-Scholle mit deren Front die bergamaskische Triasplatte gegen Osten hin schiefl noch etwas überschneidet, in einer Art Kettung des comaskischen mit dem bergamaskischen Segment. Auf die Gründe, die zu einem solchen Ausspringen der Grigna-Scholle geführt haben können, werden wir weiter zurückzukommen haben, aber wir werden dieselben besser verstehen, wenn wir auch die Phänomene des bergamaskischen Ostens kennengelernt haben. (S. Tafel IX.)

Dort, wo im Querschnitt der *Valle di Scalve* das Bergamasker-Triasgebirge mehr und mehr eingeeignet wird, wo im Norden die grosse Kuppel von Cedègolo, im

Süden der Trompia-Aufbruch in mächtigen Achsenkulminationen aufzusteigen beginnen, da ändert sich das bisher geschilderte tektonische Bild. Da herrschen die nordbewegten Schollen nicht mehr ausschliesslich – sie spielen zwar auch hier noch die Hauptrolle, so an der Presolana –, aber gewisse südl. Teile dieser an sich nordbewegten Schollenstücke springen an steilen und gegen Osten hin auch auf flacheren Längsbrüchen südwärts aus, so dass es lokal zu kurzen aber sehr prägnanten Überschiebungen gegen Süden hin kommt. Das ist im besonderen der Fall am Giogo della Presolana, östlich Clusone, wo die Esino-Stufe des Presolana-Massivs über rund  $1\frac{1}{2}$  km nach Süden über die Raibler hinausgesprungen ist. An der Basis dieses erzwungenen *Südausfalls* der Presolana-Rückenteile finden sich weitere ähnliche Komplikationen in der Schlucht des Dezzo und taucht in dieser Basis schliesslich auch das gleichfalls schwach gegen Süden überkippte Porphyrgewölbe nördlich von Angolo empor. Südlich Dosso, gegen Croce di Salven hin,



Fig. 10. Der Presolana-Südausfall nördlich des Giogo della Presolana, gesehen von der Ostseite der Valle di Scalve (Mozzo).

Die hellen Esinokalke der Presolana-Südseite überschieben – wenig oberhalb der Strasse – die Raiblerschichten gegen S hin.

besonders am Corno di Mozzo aber, ist von der ganzen Presolana-Masse fast nur noch eine allseitig isolierte Klippe übrig geblieben, die in der streichenden Fortsetzung des Presolana-Südausfalles liegt, und scheinen die wirklichen Wurzeln der Presolana-Masse durch lokale Südüberschiebungen in der Tiefe begraben, oder es spielen hier auch noch die Faziesgrenzen am Ostrand der Esinokalk-Masse der Presolana eine eigene, die Dinge etwas verschleiernde Rolle; aber vor der Kette der Corona di San Fermo erscheint deren Muschelkalk/Esinokalk-Serie doch abermals, im Süden von Schilpario, deutlich den Raiblern der Basalserie gegen Norden hin aufgeschoben. Im Westen des Serio gehören die lokalen Überkippungen und aufgeschobenen höchsten Triaskappen des Monte Secco- und Arera-Kammes in die Kategorie der hier schon wesentlich beschränkteren Presolana-Rückschuppungen auf der im übrigen prinzipiell so klar gegen Norden gestossenen Presolana-Platte. Wenn es sich hier, nach genauerem Studium, nicht um bloss synkinal in die Secco-Arera-Serie von oben her eingemuldete Reste von Presolana-Frontelementen handelt, worauf

vielleicht die Verhältnisse östlich Ardesio hinweisen könnten. Alle diese Dinge sind aber nur bescheidene Reaktionen auf den vermehrten Zusammenschub dieses ostbergamaskischen Querschnittes im Gefolge des Aufsteigens der mächtigen camunischen Kristallin-Permaufbrüche – Cedegolo im Norden, Val Trompia im Süden –, und diese Südüberschiebungen am Innenrand der Presolana reichen kaum über die Linie von Clusone, Borno, Niardo hinaus. Diese Störungen werden übrigens östlich Val Camonica durch den Adamello-Stock quer abgeschnitten, wie schon in den Profilen zum „Bau der Alpen“ gezeigt wurde. Was für die Altersfrage der Adamello-Intrusion von weiterer Bedeutung ist, indem damit einmal mehr alpine und zwar ziemlich spätalpine Bewegungsflächen vom Adamello-Massiv noch quer durchbrochen werden (s. Tafel IX).

Gegen Süden steigt die camunische Triasplatte über dem *Trompia-Aufbruch* in die Luft, aber auch die alten Kerngesteine dieser berühmten Gewölbezone stossen an der *Trompia-Linie*, obwohl deren Kristallinkern nordwestlich Bovegno

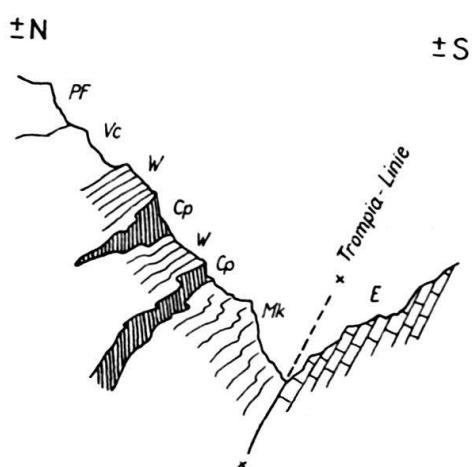


Fig. 11. Der Südrand des *Trompia-Aufbruches* („*Trompia-Linie*“) östlich Bagolino.

PF = Porphyroformation,	Cp = Campiler Niveau,
Vc = Verrukano,	Mk = Anisischer Muschelkalk,
W = Werfener,	E = Esinokalk, resp. Ladin.

durch zwei in Linsen aufgelöste Permkeile noch weiter in sich unterteilt erscheint, nirgends auch nur einigermassen wirklich über die südlich anliegenden Triasmassen der Val Sabbia hinaus. Ein steiler Längsbruch, mit zeitweise steiler Überkippung der südlich anliegenden, zum Teil noch durchaus normal, d. h. durch Werfener-Schichten und Muschelkalk mit dem *Trompia-Aufbruch* verbundenen Dolomite, prachtvoll sichtbar am Ostabfall des Pizzòn im Tale von Bagolino, das ist alles. Auch hier somit steht einem Phänomen wie etwa der Presolana-Überschiebung oder der Unterschiebung der orobischen Kette durch die Bergamasker-Gewölbe nichts Gleichwertiges an wirklich „dinarischen“ Phänomenen entgegen. (S. Profil 8, Tafel X.)

Gegen Westen sinkt der *Trompia-Gewölbekern* in der Richtung auf Val Camonica und die Furche des nördlichen Iseo-Sees axial, wenn auch zum Teil mit Brüchen in die Tiefe unter seine Sedimentbedeckung, die in ziemlich regelmässigem, wenn auch durch Brüche abermals etwas gestört Faltenbau über den nördlichen Iseo-See hinweg dem Westen zustrebt. Die Elemente der Val Sabbia im Süden der *Trompia-Linie* scheinen hier weitgehend mit den südlichsten berga-

maskischen Elementen vereint zu einer einzigen tektonischen Zone, und dieselbe zieht nun, als der Beginn des bis in die niedere Brianza reichenden *bergamaskischen Randsaumes*, über den Monte Guglielmo im Süden von Pisognè nordwärts bis in die Val Cavallina hinein. Der Hauptdolomit der Corna Trentapassi nördlich Marone setzt westlich des Sebino in jenen des Monte Clemo fort, und dieser selber sinkt bei Esmate weiter westwärts unter das mächtige Rhät der oberen *Val Cavallina*. Aber im Kamm des Monte Grioni und der Cornalunga schiebt Hauptdolomit und Plattenkalk einer etwas nördlicheren Zone, als Südrand der geschlossenen bergamaskischen Trias-Gebirge, in kurzer steiler Aufschuppung sich nach Süden über dieses Cavallina-Rhät hinaus. Wir stehen damit hier vor einem durchaus ähnlichen Ausspringen einer Trias-Scholle – diesmal des Hauptdolomites – gegen Süden, wie am Presolana-Südabfall. Aber auch hier –, diese Linie der *Grioni-Aufschuppung* setzt sich im grossen, wenn auch weiterhin an Schärfe verlierend, über Vertova in Val Seriana und die Gegend östlich Selvino in den Canto Alto westwärts fort, und ist vielleicht im Osten des Iseo-Sees mit den lokalen Aufschuppungen der Esino-Kalke über die Raibler am Südabfall des Monte Guglielmo zu vergleichen –, stehen wir vor rein lokalen Ausweichbewegungen gegen Süden, und im ausgedehnten, wie die Grioni-Kette bis gegen 1400 m Höhe aufsteigenden Bergland südlich der Val Cavallina ist nirgends mehr auch nur ein bescheidener Rest der Hauptdolomitplatte des Monte Grioni zu erkennen. Kössener-Schichten und Conchodon-Dolomit sinken jenseits des Lago d'Endine flach südwärts unter den mächtigen Lias des südlichen Iseo-Gebietes ein, und wenig weiter im Südwesten bildet, wenig unter Casazza, das eben genannte Rhät der oberen Val Cavallina den steil nordwärts abfallenden und schliesslich sogar überkippten Kern eines gegen Norden, d. h. unter die Grioni-Masse unterschobenen Gewölbes. Ein Teil der zwischen beide Elemente eingeklemmten Radiolarit/Kreidemulde steht durchaus steil nordwärts überkippt im Gebirge, und diese Mulde der Val Cavallina streicht, wie schon ESCHER und STUDER dies andeuteten, gegen Trescorre und den Alpenrand, oder bestenfalls gegen Seriate hin. Im ganzen mächtigen Rhät-Lias-Abschnitt westlich des Iseo-Sees aber lässt sich abermals keine wirklich tiefgreifende, gegen Süden ansteigende Aufschiebung erkennen, sondern diese ganze Zone sinkt östlich Sarnico nur mit steilem Faltenknie unter die Scaglia von Sarnico ein, die, obwohl nun beträchtlich südwärts überkippt, doch nur als einfache Muldenfüllung zwischen dem nördlichen Rhät/Juragebiet des Bronzone und dem Gewölbesystem zwischen Adro, Prevaglio und Brescia im Süden der Iseo-Furche erscheint. (S. Profil 9, Tafel X.)

Wir kennen somit eigentlich in den ganzen Bergamasker Alpen, von ihrem Nordweststrand in der hinteren Val Taleggio vielleicht abgesehen, kein einziges wirkliches und überzeugendes Beispiel für effektive „dinarisch“ orientierte stärkere Südbewegung; ja der Bau der Bergamasker Alpen wird überhaupt als Ganzes nur verständlich mit der Annahme rigorosen und allgemeinen Südost-Schubes im klassisch alpinen Sinn. Das ist im übrigen ein Resultat, zu dem im Grunde genommen auch DOZY und DESIO als heute wohl die besten Kenner des ganzen Gebietes recht deutlich hinneigen, ein Resultat, das aber in seinen wesentlichen Grundzügen auch schon in einem meiner Ostalpenprofile zur HEIMSCHEN „Geologie der Schweiz“ bereits 1921 recht klar dargestellt erscheint. Und die neuen Profilsäulen DE SITTERS zeigen im Prinzip nur abermals dasselbe. (Vergl. dazu Profil 8 bis 11, Tafel X.)

Bliebe als einzige etwas ernsthaftere Ausnahme die „dinarisch“ orientierte *Aufschiebung der Grigna-Schollen* am Ostufer des Comersees mit ihren möglichen Ausläufern in der hinteren Val Taleggio und ihren Vorwellen am Resegone und östlich Garlate sowie in der östlichen Alta Brianza. Die beiden letztgenannten

Elemente setzen sich ostwärts in das Lias-Rhät-Hauptdolomitgebiet der Albenza und der Val Brembilla fort und sind damit normal mit der Brembana-Trias verknüpft, und dasselbe ist zu sagen vom Hauptdolomit des Monte Rai und Monte Morigallo westlich von Lecco, die gleichfalls durch normal-stratigraphische Profile mit dem Randsaum der Oberjura/Kreidezüge am Südrand der Alta Brianza und mit der etwas nördlicher gelegenen Mulde von Canzo verbunden sind. Der Südrand der bergamaskischen Einheit des *Brembilla/Imagna*-Gebietes zieht damit ohne jeden Zweifel, wenn auch durch das Mittel einer klaren Einknickung im Raume zwischen Lago di Garlate und Lecco, an welcher im übrigen der Hauptdolomit des Monte Barro lokal scharf über Oberjura und Kreide des bergamaskischen Randsaumes in steiler Südüberschiebung hinausgesprungen ist – aus dem Gebiet der *Albenza* in den *Südrand der Alta Brianza*, und damit über *Como* gegen *Mendrisio* hinein. Auch hier bloss knieförmig und zum Teil nur schwach südwärts überkippte Faltenelemente, denn auch die teils als Kern einer südwärts gerichteten Aufschiebung sich gebärdende Liaszone über der Kreide nördlich von Erba enthüllt sich schon wenig östlich Canzo bereits als einfaches Gewölbe im Norden einer sogar schwach nordwärts überkippten und deutlich geschlossenen Kreidemulde zwischen dem Triasgewölbe des Monte Rai und jenem des Monte Morigallo. Nördlich der Corni di Canzo erscheint die Trias des Monte Morigallo sogar deutlich ebenfalls gegen Norden überkippt, auf die Rhät/Liasmulde von Valbrona, und scheint weiter sogar der Hauptdolomit von Onno, wenn auch bereits etwas zurückgestaucht von den Grigna-Schollen her, doch im grossen und ganzen noch zum nordgetriebenen Faltenkomplex der Corni di Canzo zu gehören. Vielleicht gehört sogar das Element des Monte Nuvolone südlich Bellagio noch zu diesem gleichen nordgetriebenen Faltensystem, gemäss seinem offensichtlichen Zusammenhang mit dem Hauptdolomit von Lenno und Griante im Westen des Comersees, aber auch da macht sich eine gewisse Überkippung gegen Süden als Folge der Grigna-Rückstösse noch geltend. (Vergl. dazu Tafel IX und Profil 11, Tafel X.)

Anzeichen dieser nordgerichteten Bewegungen vom Westufer des Lago di Lecco scheinen mir aber auch östlich desselben, etwa in der Gegend südöstlich Abbadia und Borbino noch vorhanden zu sein; doch stehen wir hier bereits in einem primär externeren Element der bergamaskischen Einheit, d. h. jenem des eigentlichen *Resegone*. Dieses Element liegt, von Abbadia am Lecco-Arm des Comersees über Lecco und die Westabstürze des Resegone-Kammes bis in die oberste Val d'Imagna und den westlichen Hintergrund der Val Taleggio, stets *mit abnormalen Kontakten* seiner normal-bergamaskischen Basis auf: im Westen den Elementen der östlichen Alta Brianza und dem Monte Barro-Dolomit, im Süden und Osten der Platte der Brembana-Trias. An ihrem Nordrand wird diese Resegone-Scholle längs einer allgemeinen Linie Mandello–Pian Resinella–Balisio–Maggio von den *Grigna-Schollen* überstossen. In Wirklichkeit aber unterscheidet das *Resegone-Element mit klar nordwärts drängender Bewegung die südliche Grigna-Schuppe* und hebt dieselbe gewissermassen aus den Angeln. Die „dinarisch“ bewegten Grigna-Elemente beschränken sich so ganz klar auf die engere Grigna-Gruppe selber, d. h. auf die Einheiten im Norden der genannten Linie Mandello–Pian–Resinella–Maggio. Da aber schon wenig nördlich dieses letztgenannten Ortes, d. h. kaum 4 km von da gegen Intròbio hin, diese *Grigna-Schollen* bereits wieder über der Valsassina-Kernkuppel nordwärts in die Luft steigen und wenig weiter östlich der Hauptdolomit der Corna Grande/Aralalta-Platte auf nordgetriebenen Schuppen – im Süden von Val Torta – dieser Kuppel auch von Süden her aufgeschoben ist, so kann wohl die *Aufschiebung der Grigna-Schollen auf diesen Hauptdolomit der Resegone-Platte* nur als gering betrachtet werden. Ein Aufschub über rund 2 km Breite

dürfte, angesichts auch des Ostwest-Streichens dieser südlichen Grigna-Schuppe, vollauf zur Erklärung der südlichen Grigna-Scholle ausreichen. Dies besonders auch deshalb noch, weil ja die Elemente der Valsässina-Kuppel in diesem Sektor schief unter die Grigna-Nordfront gegen Westen und Südwesten in die Tiefe tauchen und damit die Vorkommen von Buntsandstein resp. Werfener-Schichten an der südlichen Basis der beiden Grigna-Schollen nicht mehr so ungeheuerlich erscheinen<sup>3)</sup>. Denn wir dürfen ohne weiteres annehmen, dass die Buntsandstein/Verrucano-Umhüllung der Valsässina-Carapace resp. die Buntsandstein-Basis der Grigna-Schuppen, was wohl kaum dasselbe ist, unter der heutigen Synklinale der oberen Grigna-Scholle wohl bis mindestens unter deren Scheitel, d. h. etwa bis in die Gegend unter dem Monte Croce, normal in die Tiefe geht, und dass somit die Rückfaltung, welche das im übrigen höchstens obere Werfener-Niveau bei Lierna an der südlichen Basis der Grigna-Hauptscholle wieder ans Tageslicht bringt, allerhöchstens 3–4 km betragen haben kann. Dabei haben wir uns weiter an die Funde von Dozy am Südrand der Kuppel von Mezzoldo oder auch an andere Stellen weiter im Osten zu erinnern, nach denen der Südabfall der bergamaskischen Kuppen in diesem westorobischen Sektor vor der orobischen Überschiebung zu einem eigentlichen gegen Süden gerichteten Keilbau neigt, so dass wir uns ähnliches ohne weiteres auch im Unterbau der Grigna, d. h. in der südwestlichen Fortsetzung der Valsässina-Kuppel vorstellen dürfen. Das alles aber sind Dinge, die uns helfen, die Ausnahme der „dinarischen“ Rückschübe in der Grigna-Gruppe als von relativ bescheidenem Ausmaße zu betrachten. Dass diese „Rückfaltung“ der Grigna und des Resegone übrigens keineswegs von ungefähr gerade nur in diesem Sektor der westlichen Südalpen besonders sich äussert – es ist im übrigen nichts anderes als das nur viel schärfere *Wiedereinsetzen der Phänomene vom Südrand der Presolana* –, ist angesichts der hier besonders starken „Überkippung der orobischen Wurzelzone“ hinter dem Beginn der grossen Hauptkulmination der Tessiner Alpen, dazu bereits im Scharungsgebiet, wo die Trompia-Elemente des Südens und Ostens den bergamaskisch-orobischen des Nordens vom Albenza-Raum her immer näherrücken, ohne weiteres verständlich. Hier musste es zu einem regelrechten „Auspringen“ der zwischen den westlichen Trompia-Gewölben und den im Norden aufsteigenden westbergamaskischen Kuppen, sowie der gerade hier in ungewöhnlichem Masse kräftigen orobischen Südüberschiebung besonders eingekillten nördlichen Teile der bergamaskischen Einheit kommen. Dabei liegen diese *Grigna/Resegone-Schollen* mit deutlichem generellem *Nordwest-Südoststreichen* den schräg dazu von *Nordost gegen Südwesten* zurückstreichenden *Elementen der Val Brembana* gewissermassen schief auf, so dass hier weiterhin auch eine respektable *Kettung zweier verschiedener Faltenbogen* der gleichen Grossseinheit vorliegt, die die lokalen Phänomene dieses Gebietes abermals besser erklären hilft. Damit aber kommen wir zur folgenden *Deutung der Grigna-Phänomene*: (Vergl. Profil 11, Tafel X.)

Die *Grigna-Schollen* gehören, wie das Fortstreichen vor allem der Esino-Kalke über den Comersee an den *Nordrand des soldanischen Triasgebirges* gerade eben noch knapp illustriert, in die *Front der grossen Generoso-Scholle des Luganese und des Mendrisiotto*. Diese ganze Einheit ist in grossem nordwärts gerichtetem Bogen über die davor gelegenen insubrischen Antikinalen, den Salvatore-Zug und die demselben entsprechenden orobischen Mulden bis auf das Silvretta-Wurzelkristallin vorgedrungen. Gemäss dem Streichen zwischen Val Cavargna und der östlichen Grigna weicht hier dieser grosse Luganeser-Bogen nach Südosten zurück. Im Winkel zwischen dem *Hauptvorschub* der Generoso-Scholle auf der Linie *Alta Brianza-Val*

<sup>3)</sup> wenn es sich überhaupt hier um solche handelt, was schon REDINI angezweifelt hat

*Cavargna, den von Ost-Nordosten heranziehenden bergamaskischen Gewölbeelementen und der stark akzentuierten orobischen Überschiebung im Norden, den Scharungsgelüsten der Trompia-Gewölbezone im Raume von Lecco im Süden, die durch das scharfe nordwestliche Streichen der Albenza-Randelemente deutlich bezeugt werden, wurden einerseits die heute zu den Grigna-Schollen gewordenen frontalen Teile der östlichen Generoso-Scholle schief gegen Nordosten völlig quer auf die nordbergamaskischen Gewölbeelemente der Val Sässina und sogar das orobische Kristallin östlich von Bellano vorgestossen, im Osten auf die westliche Brembana-Platte, und springen schliesslich die südlichen Teile dieses Grigna-Segmentes noch gegen Süden aus: In der nördlichen und südlichen Grigna-Aufschiebung und in jener des Resegone. Das Gebiet der speziellen Zusammenpressung und damit auch der „dinarisch“ anmutenden Effekte der Grigna- und Resegone-Süd- und Südwestüberschiebungen beschränkt sich deutlich auf das Ostufer des Lago di Lecco, d. h. auf jenen Sonderstreifen der Generoso-Scholle, der zwischen den Gewölbeelementen der Val Sässina und der Trompia-Aufbeulung des Albenza-Raumes südlich Lecco liegt.*

Die Unterschiebung durch die als westliche Trompia-Elemente erkannten Albenza-Gewölbekerne, die vielleicht vor der Knickzone von Lecco/Garlate noch ganz besonders akzentuiert worden sein mag durch die in diesem Sektor besonders nachrückende breite Scholle der niederen Brianza, hat, zusammen mit dem – durch die im gleichen Sektor gleichfalls gesteigerte Unterschiebung der bergamaskischen Gewölbe unter die orobische Kette hervorgerufenen – besonderen Ausmass der orobischen Überschiebung, dem Phänomen Grigna/Resegone zu seiner heutigen Existenz verholfen. Dass im übrigen die Nordfront der Grigna wirklich eine Schubfront sein muss, wurde bereits früher erwähnt und stimmt auch in schöner Weise mit den Beobachtungen von BUNING und meinen eigenen bei Bellano und Tarta-valle überein, wo die orobischen Elemente in schiefem Winkel unter die sogar in krasser Weise mylonitierte grosse Grigna-Front hineintauchen. Und in diesem Scharungsgebiet zwischen orobischem Westende und der Knickung von Lecco kann es nur zu leicht auch zu kräftigeren Überschneidungen der verschiedenen südalpinen Bogensegmente gekommen sein, worauf das schon erwähnte Aufsteigen der Esino-Trias des Zuc di Poia gegen Norden und dessen axiales Ausheben über dem Hauptdolomit der Corna Grande/Aralalta-Hauptdolomit/Rhätplatte hinweist, und so können schliesslich auch die bis heute so merkwürdig isolierten Klippen der hinteren Val Taleggio als äusserste Frontreste des hier gegen Nordosten übergreifenden Grigna-Bogens über die normale Bergamasker Sedimentplatte aufgefasst werden, samt dem Übergreifen des eigentlichen Resegone gegen Osten, dessen Bau aber eben in vermehrtem Masse, an der Linie des Passo di Fò, doch noch durch sekundäre, wenn auch in ihrem Breitenausmass geringfügige Rückschübe kompliziert worden ist.

Im Raume von Brescia beginnt, im Prinzip ja allerdings bereits von der unteren Val Cavallina, sicher aber vom unteren Iseosee an, der *Westsektor der grossen tridentinischen Einheit* sich immer mehr herauszuheben. Die Verhältnisse sind weitgehend bekannt, ich brauche nur einige für die Beurteilung der Schubrichtung besonders wichtige Daten noch konkret hervorzuheben.

Die nördliche Überkippung der „tridentinischen“ Frontelemente und die enge Verbindung derselben mit dem ausgesprungenen Südrand der bergamaskischen Einheit in Val Cavallina wurde bereits erwähnt, desgleichen die vielfach gegen Norden aufsteigenden Falten im mittleren Iseogebiet. Im Raume um *Brescia* taucht die Zone der Val Sabbia mit einer Reihe von Falten, natürlich auch solchen mit Längsbrüchen, axial gegen Westen, Südwesten und Süden in prächtiger Virga-

tion unter die lombardische Ebene hinab, und weiterreichende Überschiebungen „dinarischen“ Charakters sind nirgends erkennbar. Südwards überkippte Kniefalten, der kurze Längsbruch östlich Bovezzo, die ebenfalls kurze Aufschiebung des Lias des Monte Maddalena auf die Kreide der Synklinalzone von Botticino und den Lias von Rezzato, das ist alles. Flach sinken die Elemente der Val Sabbia in den Hügeln beidseits Brescia der Ebene zu, und von irgendeinem Vorprellen „dinarischen“ Sinnes kann hier gar keine Rede sein. Auch der durch CACCIAMALI berühmt gewordene Monte Covolo am unteren Chiese bildet in diesem Sinne keine Ausnahme und stellt gleichfalls nur ein durchaus lokales Phänomen mit nur ganz knapper dinarischer Überkippung dar.

Im nun anschliessenden Sektor der *Etschbucht-Gebirge* zwischen Val Sabbia, Garda, Val di Non, Meran und Trento, d. h. im judikarisch streichenden Abschnitt der Südalpen zwischen Brescia/Garda und Meran, sind von den Zentralalpen südostwärts folgende grössere Elemente zu unterscheiden: der östliche Trompia-Aufbruch, seine in judikarische Richtung abgelenkte Fortsetzung in der Rendena-Kuppel von Pinzolo und der Brenta-Masse, im Norden das Gewölbe der Laugenspitze; daran anschliessend die im Norden bis zu 7 km breite und offene Muldenzone von Val di Non mit dem „Nonsberger Störungsbündel“, die sich gegen Süden, zum Teil stark verschmälert, über den Lago di Molveno, Stenico und die westlichen Teile der Ballino-Mulde bis an den Rand des Trompia-Aufbruches zieht, nicht ohne weitere Absplitterungen in der Richtung auf Riva und den Gardasee hin. Aus dieser Brenta-Randmulde taucht ostwärts das eigentliche System des *Lago d'Idro* und der *Val Sabbia* empor, von einer zentralen Achsenkulmination hinter der Ecke von Bagolino gegen Südwesten unter die Jura/Kreideelemente von Brescia, gegen Nordosten unter die Juramassen im Osten der Molveno-Mulde einsinkend. Auf der Linie Arco–Valle di Sarca–Castel Toblino–Mezzolombardo steigt diese Juramasse, mit vereinzelten, zum Teil aber noch recht mächtigen Triaskernen, als die *Paganella-Scholle* in steiler Überschiebung über die östlichen Elemente der *Stivo/Bondone-Kette*, und diese selbst legt sich schliesslich, gewissermassen als eine südwestliche Fortsetzung der südlichsten Marmolada-Scholle, über die nördlichen Ausläufer der *Monte Baldo/Malcèsine-Platte*. Auch diese innerste tridentinische Einheit des Monte Baldo sinkt von einer zentralen Achsenkulmination, die gleichfalls, wie jene der Val Sabbia-Zone, im Hinterland der Ecke von Bagolino liegt, im Streichen nach beiden Seiten zur Tiefe; gegen Garda und Bardolino im Süden, zwischen Torbole und Mori im Norden. Aber nördlich Rovereto heben sich die Achsen dieses Baldo-Elementes, besonders vor dem Vorstoss der Scholle der Sette Comuni erneut, und strebt die nördliche Fortsetzung der Baldo/Malcèsine-Platte durch die Ostabstürze der *Bondone-Kette* und die *Marzola* bis dicht an Trento heran, um dann schliesslich am grossen Querbruch von Zambana–Caldonazzo über der Cima d'Asta-Masse, mit bereits ostwärts abgedrehtem Streichen, in die Luft hinauf zu steigen. Der *Monte Calisio* und die Triasmassen längs der Etsch nach Norden entsprechen bereits einer weiteren Fortsetzung der Stivo/Bondone-Schollen; die *Paganella*-Überschiebung endet zunächst im Norden von Mezzolombardo inmitten der dortigen Trias, zieht aber innerhalb derselben wohl weiter bis Faogna hinauf. Über die nördliche Paganella-Zone schiebt sich dort das Element der *Mendola* längs der im Sinne einer steifen Querfaltenstauchung zu deutenden Querstörung der Cima della Borgola, die auf jeden Fall der gleichlaufenden *Trudener-Störung* im Osten der Etsch entspricht; aber diese Mendola-Masse sinkt, wenn auch zum Teil längs sekundären Aufschuppungen, generell westwärts in den Muldenkomplex der Val di Non. Am Gardasee endlich begleiten, von *Gargnano* nordwärts gegen Campione und Limone, weitere Jura-Gewölbeelemente den Ostrand der Triasmassen der Val

Sabbia, als Zwischenglieder zwischen Baldo- und Sabbia/Paganella-Masse, und es scheint wahrscheinlich, dass diese Elemente jenseits der Molasse des Monte Brione in die *Stivo-Gruppe* und damit den *Bondone-Kamm* hinaufziehen und wie diese noch zur südlichsten Marmolada-Scholle gehören. (Vergl. zu allem Tafel IX und Profil 6, 7, 8 d. Tafel X.)

Seit alter Zeit ist bekannt, dass alle diese Elemente wie die Stufen einer alten Treppe sich etwas schief übereinanderlegen, immer oder doch meistens die den Zentralalpen näheren über die sukzessive sich folgenden weiteren Randelemente: Die Baldo-Platte schiebt sich über die lessinischen Massen im Hangenden des Kernes von Recoaro, bis hinauf nach Rovereto; das Stivo-Element stösst über die nördliche Fortsetzung der Baldo-Scholle gegen Osten vor, das Element der Val Sabbia über die so auffallende Scaglia-Zone von Tremòsine und die etwas tiefere Gewölbezone von Campione-Gargnano; im Norden fährt die Paganella-Masse gegen jene des Stivo/Bondone-Kammes und die Mulde der Sarche und von Castel' Toblino auf, und endlich stösst auch die Brenta-Scholle, wenigstens abschnittweise, gegen die Mulde von Molveno und das Becken der Val di Non in generell östlicher Richtung vor; wir kommen aber auf den Fall der vielberühmten „Brenta-Überschiebung“ erneut zurück.

Hier scheint zunächst wirklich die *Rückwärtsbewegung in „dinarischem“ Sinne*, nach dem Judikarien-Streichen abgelenkt zwar, den ganzen mächtigen Gebirgsabschnitt zwischen Brescia und Val di Non zu beherrschen. Aber ist dies wirklich so, und reichen die rückwärtsgreifenden Bewegungen resp. die Schubflächen des Gardaseegebietes, von Tremòsine und am Ostrand des Baldo oder die Paganella- und Brenta-Überschiebung oder die Auffahrten der Bondone-Kette wirklich tief unter die rückwärts aufgeschoben scheinenden Schollen hinein? Und gibt es daneben gar keine Anzeichen für Bewegung in der Richtung auf die Zentralalpen hin, also Zeugen einer Vorfaltung auch in diesem zunächst so klar und allgemein rückgefaltet erscheinenden Sektor des Etschbucht-Abschnittes?

Diese judikarisch orientierten Elemente sind wohl dachziegelartig in verschiedenen Stufen in der Richtung gegen Südosten aufeinander gestossen, aber bloss an steilen Längsbrüchen oder über kurze, nur wenig tief greifende Muldenzonen, und auch das gar nicht etwa durchwegs. Der „Schubrand“ der *Brenta-Masse* zeigt nur an wenigen Stellen eine wirkliche Schubfläche, die etwa die Trias der Brenta-Gruppe direkt über die Kreide oder das Tertiär der Molveno- und Nonsberger-Mulde bringen würde, so an gewissen Stellen in Val di Non, zwischen Sporminore und San Pancrazio oder von Molveno nach Süden hin. Dafür schalten sich an dieser „Brenta-Überschiebung“ immer wieder grössere und kleinere Reste und Schollen der jurassisch-kretazischen Zwischenschichten ein, die sich zum Teil sogar auch direkt über die Trias des Brenta-Massivs hinauflegen. So ist es zwischen Molveno und Sporminore in Val di Non, so ist es aber auch bei Stenico und in Valle di Ledro. Und wenn wir den Brenta-Querschnitt im Sarca-Durchbruch zwischen Tione und Stenico näher betrachten, so erkennt man nichts weiter als ein mittelsteiles Einsinken der Brenta-Elemente gegen und unter die Molveno-Mulde von Ponte delle Arche, und erscheint diese letztere im Grunde genommen als durchaus einfach gebaute Synklinale zwischen dem gegen Westen untertauchenden Paganella-Gewölbe und der umgekehrt gegen Osten unter dieselbe Mulde einschiessenden Brenta-Gewölbeschar. (S. Profil 7, Tafel X.)

Die östlichste Scholle der Brenta-Masse, die ohnehin durch eine scharfe Grenzfläche, die von Trevisan meisterhaft kartierte Clamer-Rossati-Überschiebung, von den Brenta-Hauptschollen abgetrennt erscheint, scheint damit noch irgendwie als westlichste Staffel zur Paganella – und damit zur tridentinischen Einheit zu gehören.

Doch müsste in diesem Falle, der grossen von FABIANI neuerdings mir persönlich bestätigten Fazies-Differenzen zwischen Rossati- und Paganella-Scholle wegen, die Molveno-Mulde doch irgendwie tiefer ins Gebirge hineingreifen und die Paganella, als eine etwas höhere Schubmasse gewissermassen, die nach Osten in sie hineingreifende Molveno-Mulde und mit derselben natürlich auch die östlichste Brenta-Scholle Clamer-Rossati in westlicher Richtung noch beträchtlich überschieben. Womit der generelle Vorschub dieser Elemente gegen die Zentralalpen hin nur abermals und noch schärfer dokumentiert würde. (Vergl. Profil 7, Tafel X.)

Die *Paganella-Aufschiebung* am Ostabfall der Paganella-Kette erscheint äusserlich vielfach schärfer, aber auch hier treten vermittelnde Glieder zwischen überfahrener Mulde und übergestossener Masse auf, so am Lago di Toblino und nördlich Vezzano. Und wiederum ähnlich ist es in den durch COZZAGLIO berühmt gewordenen Überschiebungsgebieten westlich des Gardasees, längs der *Aufschiebung von Tremòsine*. Über weite Strecken ist dort stets Hauptdolomit auf Scaglia aufgefahren, und glaubt man dort jeweilen vor richtigen, weitergreifenden Überschiebungen in „dinarischem“ Sinne zu stehen; aber südlich Gargnano schaltet sich zwischen diesen Hauptdolomit der Val Sabbia und die Scaglia von Salò die ganze Juraserie, vom Rhät bis in den Radiolarit hinauf, samt der Majolica ein. Und gerade in der untern Val Sabbia erkennt man in vollendet Klarheit, dass diese Scaglia von Salò nur ganz wenig gegen die Po-Ebene überkippt ist, dass aber andererseits schon ein Teil dieser selben Kreide nur wenig weiter westlich sich auf den Jura und dieser auf den Hauptdolomit der Val Sabbia und dieser abermals auf die dortigen Raibler-Kerne legt, so dass bei Salò im Grunde genommen diese ganze Val Sabbia-Serie nur als steil gegen die Po-Ebene überkippt betrachtet werden kann. Und dieses gleiche Umkippen von einfachen Kniefalten in der Richtung auf die Po-Ebene hin, das sich in der Umgebung von Vobarno so deutlich zeigt, finden wir abermals, neuerdings durch die Funde von Rhät und die genaueren Untersuchungen von CADROBBI festgelegt, im Raum zwischen *Limone* und *Riva*. Dort „stirnt“ gewissermassen die Triasmasse der *Valle di Ledro* in einer eigentlichen Rückfalte geschlossen nach hinten, und von einer wirklichen, radikalen und tiefergreifenden Überschiebung der Val Sabbia-Elemente auf die Kreidemulde von Tremòsine oder gar auf das Tertiär des Monte Brione bei Riva kann gar keine Rede sein. Dass auch die rückwärts überkippte Mulde der *Baldo-Kette* nicht tiefer greift, zeigt ihre Verbindung mit der südlichen Gewölbeumhüllung im Norden von Garda und deren Auskeilen oder Ausheben im Norden von Rovereto, und abermals dasselbe erkennen wir an der Basis der *Stivo-Scholle* und am *Bondone*. MARIA BIANCA CITA endlich berichtet durchaus entsprechendes aus den Bergen von Gargnano.

Es zeigt sich so, bei genauerer Betrachtung über grössere Räume hinweg, dass die „dinarischen“, also rückfaltenden „Schübe“ auch in diesem judikarischen Sektor im Grunde genommen recht bescheidener Art gewesen sind und dass vor allem, aus der blossen Existenz der Brenta-, der Tremòsine-, der Paganella-, der Stivo- und der Baldo-„Überschiebungen“ allein, gemäss deren durchaus steilem Charakter, gar keine Schlüsse auf die wirklichen Schubrichtungen gemacht werden können. Die kräftigste dieser Überschiebungen ist wohl, wenigstens zwischen Valle di Sarca, Castel Toblin und Fai ob Mezzolombardo, die Paganella-Überschiebung; wir werden aber – bei der Betrachtung der Gebirge im Osten der Etsch –, weiterhin sehen, was es damit für eine spezielle Bewandtnis hat.

Halten wir nach diesen Erfahrungen nun weiterhin einmal nach konkreten Zeugen für *Vorfaltung* auch dieser judikarischen Elemente gegen die Zentralalpen hin Ausschau, so zeigt sich, dass dieses Unterfangen recht interessant werden kann. Zunächst scheint die Trias des *Dosso Alto* am Südrand der Trompia-Linie auch

noch flach in eigener Schubplatte über den steilen Südschenkel des Trompia-Aufbruches am Pizzòn westlich Bagolino hinwegzugreifen, das südlich anschliessende Triasgebirge der Val Sabbia sich somit wenigstens mit seinen Randelementen in Form gegen Norden gestossener Schuppen dem Trompia-Gewölbe mindestens teilweise noch etwas aufzuschieben. Auf Nordwest gerichtete Bewegungen deuten weiter die Berge westlich des *Lago d'Idro*, und östlich *Storo* zeigt das Gebirge um *Val di Lorina* in grossartiger Klarheit gegen Westnordwest vorgetriebene Gewölbescharniere mit dazwischengeschalteten, durch Längsbrüche noch weiter zerhackten Rhätmulden. Hier liegen die eigentlichen Fronten der Zone von Val Sabbia und nicht am Gardasee; von Osten gegen Westen ist hier primär und generell, in durchaus alpinem Sinne, nur in die judikarische Richtung abgebeugt, die ganze mächtige tridentinische Haupteinheit der Val Sabbia an die Trompia-Linie und

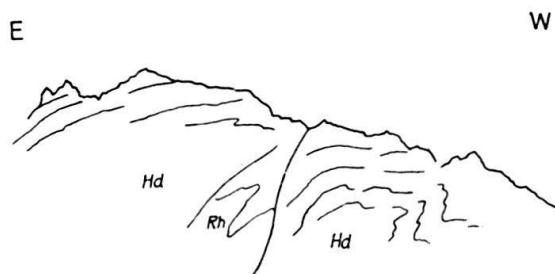


Fig. 12. *Bewegungsbilder in der Trias der Val Sabbia südöstlich von Storo (Lorina).*

*Hd* = Hauptdolomit,  
*Rh* = Rhät.

das sie begleitende Gewölbesystem gestossen worden, und die sogenannte „hintere“ Stirn an der Tremòsine-Linie am Gardasee erscheint somit als reines Rückfaltungssphänomen. Der Bau der Berge im Norden der *Valle di Ledro* scheint in durchaus ähnlichem Sinne deutbar, folgt doch dem flachen und breiten, allerdings nordwärts zum Teil mit Querfalten axial krass gegen den Pass von Ballino absinkenden Gewölbeschenkel der Cima Pari über dem Hauptdolomitkern des *Lago di Ledro* in der unteren *Valle di Conci* bei Bezzecca ein steil südwärts ins Gebirge greifender, recht deutlich gegen Westen überkippter steiler Westschenkel im Liasgebirge südöstlich Tiarno. Im Tale von *Ballino* ist das Gewölbe des *Lomasòn* als Kern der Paganella-Zone abermals deutlich gegen Westen in die Mulde von Ballino vorgedrückt, und auch im Gebiete von *Trento* stehen wir, schon westlich der Etsch, am Südrand der Mulde von *Sardagna* abermals vor deutlichen Anzeichen kräftiger Nordbewegung. Endlich scheint der Aufschub der *Mendola-Scholle* über jene der Paganella vielleicht mehr von Osten gegen Westen als von Norden gegen Süden gegangen zu sein; denn dieser Aufschub findet sich charakteristischerweise gerade in dem Sektor, wo im Raume von Tramin der Porphyrschild der Mendola-Basis gegenüber dessen Rand zwischen Lavis und Trodena im Osten der Etsch energisch nach Westen vorgerückt erscheint. Eine gewisse schwache Südkomponente mag bei dieser Traminer-Überschiebung, im Zusammenhang mit den noch zu besprechenden Querstörungen an der Trudener-Linie im Osten der Etsch, im Spiel gewesen sein; die Hauptbewegung aber, glaube ich, ging gegen Westen, bis über den Rand des Tertiärs der Val di Non. Dass schliesslich die ganze *Brenta*-„Überschiebung“ in einer einfachen Mulde im nördlichen Nonsberg und jenseits derselben in der geringfügigen Faltenverwerfung der Störung von *Völlan* endet, zeigt abermals:

einerseits die Verengung des Brenta-Raumes gegen Norden und andererseits die relative Schwäche der „dinarischen“ Schubkomponenten auch hier.



Fig. 13. Die zentrale Brentagruppe der Cima Tosa, vom Monte Spinale aus.  
Durch die Scharte rechts der Cima Tosa zieht der Camosci-Bruch, rechts davon die Fracinglo-Gruppe, deren Schichtkopf deutlich flach gegen W ansteigt.



Fig. 14. Die Tosa-Fracinglo-Gruppe von südlich Madonna di Campiglio.  
Klar erkennbar der gegen W gerichtete Schichtkopf der Brenta-Westfront.

Des weiteren erkennen wir Anzeichen von westwärts gerichteten, „alpinen“ Bewegungen sogar noch in grossartiger Weise am Westrand der Brenta-Scholle im Norden von Tione. Im ganzen Sarca-Durchbruch zeigt zunächst die gesamte südlische Brenta-Gruppe nur gegen Westen vorgeschoßene Falten- und Schuppen-

elemente und steigt der Gesamt-Schichtkopf der Brenta-Scholle bald steiler, bald flacher ganz eindeutig stets gegen Westen hin an, so dass hier von einer Herleitung der Brenta-Scholle von Westen her, angesichts des durchwegs vorhandenen Normalprofils vom basalen Porphyrr, ja vom basalen Rendena-Kristallin an bis in die Kreide hinauf, niemals die Rede sein kann. Die schöne Brenta-Karte von TREVISAN zeigt diese Dinge – wie die Natur selbst – in vollendet Klarheit. Und wenn wir weiter im Norden das Kristallin des Doss Sabbiòn an steiler Schubfläche Jura/Kreide und Eozän des Brenta-Westrandes überfahren sehen – der Beweis für ein junges Alter der Sabbiòn-Granite ist vorderhand nicht erbracht – so kann diese steile Bewegungsfläche wohl als Ausdruck einer *Unterschiebung der Brenta* unter die westlichen Kristallinmassen und den Adamello-Stock gedeutet werden, oder



Fig. 15. *Die Cima Uomo-Gruppe nördlich des Lago di Tovel,*  
mit deutlich westwärts gestossenen Strukturelementen.

als Zeichen vermehrter Scharung der Elemente in diesem Gebiet. Schon südlich des *Monte Spinale* aber sind diese Dinge bereits wieder verschwunden und im ganzen *nördlichen Brenta-Raum*, von Madonna di Campiglio über den Gran Formenton und den Sasso Rosso-Kamm bis hinab zum *Lago di Tovel* und weiter bis an den steilen flexurartigen östlichen Bruchrand der Brenta-Scholle südwestlich Tuenno, nördlich davon sogar bis an den Scaglia-Eozänrand der Nonsbergermulde bei *Cles*, habe ich keine anderen Elemente gesehen als deutlich und klar gegen Westen, d. h. in gemeinalpinem Sinne vorbewegte. Und dasselbe gilt weiter für den ganzen Nordabfall der Brenta-Scholle zwischen Dimaro und *Cles*, wo erst jenseits des Noce, im Osten von Malè, die nördlichste Brenta-Trias oder sogar ihre jüngere Bedeckung bis und mit dem Oligozän unter die austriiden Kristallinwurzeln steil unterschoben erscheinen. Die landschaftlich so grossartige *Westfront der zentralen Brenta* aber zeigt meiner Beobachtung nach auch regelrechte, gegen Westen vorgetriebene, allerdings durch Längsbrüche weiter zerschnittene Gewölbe, besonders schön und klar im Querschnitt des Gran Formentòn-Mondifrà und nördlich und südlich desselben, wo die Hauptdolomit-Gewölbe erscheinen; dann aber auch im Querschnitt der engeren Brenta- und der Cima Tosa-Gruppe oder in jenem der Fracinglo- und Prà di Camosci-Gegend. Zwischen dem Rückstoss des

Sabbiòn-Kristallins und der Kulmination der Paganella-Scholle im Molveno-Abschnitt ist das primär gegen Westen hin bewegte Faltenpaket der zentralen Brenta-Gruppe aber durch *steile Längsbrüche* mit Rückschubkomponenten noch weiter zerschnitten und besonders zusammengepresst worden. Hier gehören der Rückschub des Ladin-Kernes östlich der eigentlichen Brenta auf Rhät und Hauptdolomit des Castelalto und die Fortsetzung dieser steilen Schubfläche bis südlich der Cima Tosa; des weiteren die Clamer-Überschiebung bis hinab zu den Rossati und nach San Lorenzo in Banale, und endlich auch die eigentliche Brenta-„Überschiebung“ beidseits Molveno. Aber alle diese Dinge sind durchaus *sekundäre Zerhackungen* der primär deutlich gegen Westen hin vorbewegten und in dieser Richtung auch gestauten und normal vorgefalteten Brenta-Scholle; sekundäre

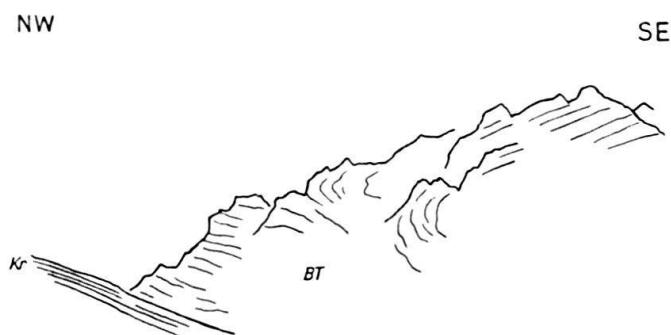


Fig. 16. Die Brenta-Westfront im Gebiete des Mondifrà/Cima Sassarsa und nördlich davon gegen Dimaro, vom Monte Spinale gesehen.

Rechts Rhätkalke, im Hintergrund die isoklinal ostfallende Gesamtserie vom Hauptdolomit – Lias.  
BT = Brenta-Trias Kr = Kristallin

Phänomene, hervorgerufen durch die erwähnte übernormale Zusammenpressung zwischen Paganella- und Adamello-Block im Gebiete einer regelrechten *Scharungszone*, in welcher die breiten Becken der Val di Non und von Ponte delle Arche zur schmalen Molveno-Mulde zusammengepresst erscheinen, des weiteren wohl mitbedingt durch die Steifheit der gewaltigen ladinisch-norisch-rhätischen Dolomitmassen, die hier nach den Profilen TREVISANS wohl eine Gesamtmächtigkeit von rund 3000 m erreichen; und schliesslich können diese *steil rückwärts schauenden Längsbrüche der östlichen Brenta-Scholle* – sie liegen alle östlich des Hauptkammes zwischen Castel dei Camosci, Cima Tosa, Gran Formentòn und Monte Peller –, sehr wohl auch die einfache Hinaufprojektion der in der Tiefe, im alten Untergrund hier anzunehmenden *Längsbrüche der nordöstlichen Fortsetzung der Trompia-Linie* bedeuten. Sehr schön sind diese Überprägungsphänomene sogar auch noch in der generell ja deutlich gegen die Brenta hin westwärts ansteigenden und vorgefalteten, aber durch westfallende Gegenbrüche weiter zerhackten und auch mit ostwärts überkippten Kleinfalten garnierten Molveno-Mulde selber, etwa in der Kreide an der Brücke westlich von Cavedago zu sehen. Dass endlich die östlichste Brenta-Scholle zwischen Clamer-Rossati-Aufschiebung und Molveno-Mulde im Grunde bereits weit eher zur Paganella-Masse und damit zur tridentinischen Einheit zu rechnen ist, wurde bereits dargelegt, und diese Rossati-Einheit würde sich damit recht deutlich als tridentinisches Frontelement den bergamaskischen Hauptmassen der eigentlichen Brenta-Gipfelregion gegen W hin aufschieben: als westlicher Vorposten der Paganella-Masse, die ihrerseits, gemäss den vorhandenen Fazies-

differenzen beidseits der Molveno-Linie, die noch tief ostwärts unter die Paganella hineinziehende Molveno-Mulde als abermals etwas höheres Element überfahren würde. (S. Profil 7, Tafel X.)

Sicher aber ist heute durchaus die grosse *primäre Bewegung* auch der ganzen *Brenta-Scholle* von Osten gegen Westen, d. h. in absolut gesamtalpinem Sinn. Und das im Grunde bis hinauf in den nördlichen Nonsberg und an den Rand des Etschtales. Auch dort die Hauptbewegung, und sei es stellenweise auch in Form einer scharfen Unterschiebung unter die alpinen Wurzeln, eine gegen Nordwesten hin gerichtete, während der Ostrand, wie teilweise schon im Raume von Cles, auch weiter im Norden, am Gampenjoch und gegen Völlan hin, nur zu deutlich recht eng mit dem Element der Mendola zusammenfliesst.

Damit haben wir die Etsch erreicht. Vom Comersee bis nach Trento, Bozen und Meran zeigte sich klar das absolute Fehlen wirklich einwandfreier „dinarischer“ Bewegungsimpulse, im Sinne grösserer Überschiebungen gegen den südlichen Alpenrand oder gegen die Etsch. Vielmehr finden sich eine Unmenge von grossartigen Zeugnissen für durchaus analoge *Vorfaltung* von der Po-Ebene gegen das Gebirgsinnere wie in den übrigen Alpenteilen, und die nach rückwärts weisenden Faltentreppen und kurzen Bruchüberschiebungen können klar als blosse Ausweichbewegungen, als ein Ausspringen starrer Gewölbekerne gegen den freien Raum der Po-Ebene hin aufgefasst werden. Von der Trompia-Linie und der Brenta-Scholle über die Paganella-Val Sabbia-Einheit bis zurück zum Monte Baldo; in den Bergamasker Alpen das kurze südliche Ausspringen der so deutlich und über weit grössere Erstreckung gegen Norden geschobenen Presolana-Platte; schliesslich am Comersee die kurzen Rückschübe der Grigna und des Resegone.

Schreiten wir nun vorwärts von der Etsch nach Osten und prüfen wir auch im weiten Raum der zentralen und östlichen Südalpen in aller Kürze den Hauptbewegungssinn dieser Gebiete, ohne jedoch hier abermals in weitere Details einzutreten.

## B. Von der Etsch nach Osten.

Die *Bauelemente* sind bekannt: im Süden die lessinisch-vicentinisch-bellunesische Randzone der alten, nunmehr gegenüber 1924 bedeutend erweiterten venezianischen, heute „bellunesischen“ Einheit; nördlich davon die Hauptmasse der tridentinischen Scholle in den eigentlichen Dolomiten und bis in die Julischen Alpen hinein; vom oberen Piave ostwärts das karnische Nordelement der Südalpen.

An der nördlichen *Val Sugana-Linie*, d. h. am Südrand der Cima d'Asta-Masse, ist die tridentinische Einheit im berühmt gewordenen Profil des Torrente Maso bei Borgo steil südwärts gegen die nördlichen Randelemente der Zone von Recoaro-Feltre-Belluno aufgeschoben, aber schon wenig östlich des Beckens von Borgo nimmt diese Schubfläche des Torrente Maso ganz klar den Charakter eines einfachen Bruches mit Anpressung der südlichen Elemente gegen den Kristallinrand der Cima d'Asta hin an, bis hinüber nach *Primiero*. Von dort nach Osten verbindet ein einfacher, wenn auch stellenweise enggepresster Antiklinalkern den Südrand der Pale und der Civetta-Gruppe mit dem Nordrand der Belluneser und Feltriner Alpen, und zwar mit schwachem Überliegen gegen Süden, und ähnlich bleibt es auch in der etwas nördlicher verlaufenden grossen Aufbruchzone des Cadore. Nirgends überschiebt wirklich der Südrand der tridentinischen Masse die bellunesischen Randeinheiten um auch nur bescheidene Beträge, sondern steigt an vielen Stellen die bellunesische Nordfront klar über den trennenden Gewölbekern hinauf. So ist es schon im Süden von Primiero, in der Gruppe des Monte Vederna und der

Cima Dodici, so ist es am Torrente Mis östlich Vallalta, oder am Südrand des Beckens von *Agordo* bis über die Forcella Moschesin, und so überragt auch der Nordrand der Rocchetta-Trias im Gebiete der *Forcella Cibiana* mit der Nordfront der Sassolungo-Kette in grossartigem Schichtkopf den westwärts niedersinkenden alten Kern des Aufbruches des *Cadore*. Von irgendeinem wirklichen „dinarischen“ Aufschub der tridentinischen Scholle auf die bellunesische kann auf dieser ganzen Strecke, von wenig östlich des Torrente Maso bis zum Piavetal, gar keine Rede sein. Lokales Ausspringen der nördlichsten bellunesischen Trias über die nächsten im Süden anschliessenden bellunesischen Jura/Kreidemulden kommt vor – so südlich des Passo di Cereda in der Gruppe des *Sass de Mura* und des *Cimònega* oder am Monte Brandöl –, aber nur über kurze Strecken und über ganz geringfügige



Fig. 17. Die Bellunesische Nordfront südlich der Forcella Cibiana.

Der Hauptdolomit des Sassolungo steigt hier klar nordwärts über die Elemente des Tridentinischen Südrandes und den hier in der Tiefe begrabenen Aufbruch des Cadore empor.  
(Nord vorn, Süd hinten).

Breiten, und in gleicher Weise ist beidseits des unteren Zoldotales auch die Trias der *Rocchetta* selber als das eigentliche tridentinisch-bellunesische Grenz- und Übergangselement auf eine Strecke von über 15 km Länge südwärts auf die Jura/Kreidemulden von *Longarone* aufgeschoben. Aber auch hier handelt es sich scheinbar um ein recht lokales Phänomen, indem die überschobene Rocchetta-Trias im Osten des Beckens von Claut sich mit der basalen bellunesischen Triasmasse des Monte Pelf-Zuges und des Monte Raut zusammenschliesst und die trennenden Mulden von Longarone gegen Osten hin zwischen diesen Triasmassen ausheben. Wenn sie dies wirklich und wahrhaftig tun, wie bisher angenommen wurde.

Diese wichtige Frage scheint auch nach den Aufnahmen von SILVIA ZENARI noch erlaubt, sehen wir doch gerade auf dem von dieser Autorin so sorgfältig aufgenommenen Kartenblatt Maniago die nördliche „Rocchetta“-Trias im Raume von Cimolais und Claut die südlich vorgelagerte Jura/Kreide/Tertiärmulde zum mindesten in steilem Faltenknie überragen und streicht, gerade von Claut weg, ein auffallend schmäler Raibler-Kern der nördlichen Trias über Casera Parùt und Forcola Caserata mit kurzen Unterbrüchen über mehr als 20 km Länge bis in das Tal der Meduna im Gebiet von Tramonti hinüber. Die Frage, ob damit die *Rocchetta*-

*Aufschiebung* auf die Mulden von Longarone doch noch einen weiter durchstreichenden Charakter besitzt, erscheint also gewiss einer abermaligen Überprüfung noch wert. Und dies um so mehr als auch der nördlich an die Rocchetta-Trias anschliessende, im Osten des Piave einsetzende Muldenzug des Monte Bregòlida und des *Monte Burlatòn* seinerseits durchaus gesichert bis gegen den Tagliamento bei Ampezzo durchstreicht und wir auch hier abermals Überkippungen der nördlicheren Elemente auf die südlichen bis zu Beträgen von vier, ja in der Gruppe des *Pràmaggiore* selbst bis zu 6 km feststellen können. Auf jeden Fall aber zeigt gerade das Gebirge im Osten des Piave-Durchbruches südlich von Cadore, dass gegen Osten hin die Südbewegungen auch hier deutlich an Gewicht zunehmen, und dasselbe haben wir ja auch bereits feststellen können für die östliche Fortsetzung der Aufbruchzone des Cadore, an der schliesslich bei Tolmezzo die tridentinische Scholle sogar in einer Überschiebung von über 10 km Breite ihr südliches „Vorland“ überstösst. Die Scholle der Rocchetta aber würde, auch im Falle eines effektiven Zutreffens der oben genannten Verbindungen bis an die Meduna heran, die schon nordöstlich Longarone aufgeschlossene und tatsächlich beobachtbare Schubbreite von 5 km nirgends übersteigen. (Vergl. Karte IX und Profil 3 und 4, Tafel X.)

Im Raume der *Dolomiten* sind *Südbewegungen* seit alter Zeit bekannt vom Südrand der Marmolada und der Tofana, oder wiederum längs der Linie von *Trodena* zwischen Latemar und Etschtal; im Osten klettert die Scholle der Punta di Sorapis steil rückwärts auf die stolze Masse des Antelao hinauf, längs der seit MOJSISOVICS, und GIORGIO DAL PIAZ berühmt gewordenen *Antelao-Linie*, im oberen Cordevole schiebt sich dieselbe Sorapis-Scholle, nur mit tieferen stratigraphischen Gliedern, über das Zwischenelement der als randliche Aufsplitterung der Marmolada-Zone aufzufassenden Fernazza-Schuppe, der gegen Osten niedertauchenden grossen Marmolada-Hauptscholle auf. Am Passo Tre Croci östlich Cortina, und von dort dem oberen Ansiei entlang und südlich der Rusiana vorbei gegen Auronzo, erscheint der Block der nordöstlichen Dolomiten: des Monte Cristallo, der Cime di Cadin und Lavaredo samt den Sextener Dolomiten gegenüber der Sorapis-Scholle in südlicher Richtung hochgehoben, genau wie nördlich der Stuva-Mulde im obersten Boite-Tal die Masse der Croda Rossa hochgeschaltet worden ist, oder bei Schluderbach die ältere Trias der Toblacher Dolomiten gegenüber dem Hauptdolomit der Cristallo- und der Croda Rossa-Gruppe. Zwischen Pieve di Cadore und Lorenzago legt sich der alte Kern des Cadore-Aufbruches, wenn auch zum Teil sehr deutlich noch durch das Mittel von Verkehrserien, dem südlichen Hauptdolomit der Rocchetta-Zone auf und scheint im Osten des oberen Piave zunächst auch die Masse der Sappada-Dolomiten noch steil gegen Süden vorbewegt. Aber bei allen diesen, der „dinarischen“ Bewegungsthese so hochwillkommenen Elementen handelt es sich nachweisbar nur um durchaus kurze Aufschreibungen; Aufschreibungen, die zum Teil in ihrem Streichen ohne weiteres in normale Gewölbekerne übergehen oder die nur allzu deutlich einfach den Charakter steil gegen Süden aufsteigender eigentlicher Längsbrüche aufweisen. So „stirbt“ die Trudener-Linie im Latemar-Gebiet, und mit ihren südlichen Abirrungen abermals deutlich im oberen Fiemmetal. So endet die südgerichtete Aufschreibung der Sorapis-Scholle in einfachem Gewölbe westlich Andràz am Col di Lana, und verbinden sich um dasselbe Marmolada- und Sorapis/Nuvolàu-Elemente zur nur noch durch die Gewölbe des obersten Avisiotales im Süden von Canazei oberflächlich etwas aufgetrennten Grossseinheit Marmolada-Pordoi-Sella. Die eigentlichen Marmolada-Überschiebungen klingen, wie besonders seit CORNELIUS/FURLANI mit Sicherheit erkannt, gegen Osten und Westen resp. Südwesten rasch aus und enden in gewöhnlichen Gewölben. Der Tre Croci-Bruch tritt nirgends auch nur irgendwie über die Sorapis-Scholle wirklich

hinweg, und auch die Aufschiebung der Croda Rossa auf die Mulde der Stuva ist ein rein lokales Phänomen, weil diese Mulde schon knapp südlich der Croda Rossa in aller Klarheit den ganzen Muldenboden enthüllt, durch den die Trias der Croda Rossa mit jener im Südflügel der Stuva-Mulde klar verbunden ist. Die südgerichteten Schuppungen in der Costabella-Scholle nördlich der Valle del Biois klingen ihrerseits seitlich rasch aus und haben durchaus lokalen Charakter, und auch die Fernazza-Überschiebung im Norden der Civetta endet nur zu rasch gegen Nordwesten in einer gewöhnlichen Antiklinale. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 4 und 5, Tafel X.)

So sehen wir im ganzen weiten Raum der Dolomiten, von der Scharung aller Elemente im oberen Cadore und den Sextener Dolomiten über den zentralen Marmolada-Querschnitt bis gegen die Etsch die durchaus *geringe Bewegungskomponente* der verschiedenen Einzelschollen *gegen Süden* hin, und von irgendwelchen grösseren Schubmassen dinarischen Charakters kann in diesem ganzen Dolomitenabschnitt, auch nach den neuesten Untersuchungen, überhaupt gar keine Rede sein.

Dafür aber zeigen nun die Gebirge der Dolomiten und ihre alte Basis neben diesen zahlreichen eben aufgeföhrten Zeugen kurzer südgerichteter Aufschiebungen, und zwar nicht nur lokal, sondern durch das ganze weite Gebiet von Trento und Val Sugana bis hinauf nach Val Gardena und hinüber nach San Stefano di Comelico, mindestens ebenso zahlreiche und klare, ja oft sogar noch viel eindrucksvollere Dokumente für die generelle alpine Gesamtbewegung auch dieses Gebirgsabschnittes gegen Norden hin. (Vergl. Tafel IX und X.)

Diese *Zeugnisse für Nordbewegungen* im Abschnitt der zentralen Südalpen östlich der Etsch seien im folgenden kurz zusammengestellt:

Südlich Val Sugana schiebt sich die Nordfront der Sette Comuni mit kristalliner Basis auf das Miozän der Umgebung von Borgo und damit auf den Südrand der tridentinischen Cima d'Asta-Masse, d. h. die Sedimentserie des Colle di Stanga-Armentera-Zuges im Hangenden des Basalelementes des Zaccòn bei Borgo auf. Diese Front streicht bis nach Rovereto hinüber und zeigt stets dieselbe deutliche Nordtendenz, und dieses Norddrängen der bellunesischen Front zeigt sich nur zu deutlich im Raume zwischen Lavarone, San Sebastian/Folgaria, dem Becco di Filadonna und Besenello im Etschtal. In der Gegend östlich Pergine schiebt sich, dem Torrente Fersina entlang, das Cima d'Asta-Kristallin schief über die Porphyroformation an steiler Fläche nach Norden, und bei Trento stösst dieses gleiche Cima d'Asta-Kristallin, mitsamt seiner Perm/Triasbedeckung an der Marzòla, über das tiefere Element des Calisio und dessen berühmtes Tertiär am Monte Calmùz, scharf gegen Norden hin. Erst kürzlich hat TREVISAN nach FABIANI wieder auf diese Dinge hingewiesen.

Es macht sich somit hier, zwischen Rovereto, Trento und Val Sugana – wohl kaum zufällig im Vorland des gerade südlich dieses Sektors so kräftig auftauchenden, nach dem ganzen Kartenbild gleichfalls in Form einer asymmetrischen Kuppel gegen Nordwesten bewegten kristallinen Domes von Recoaro –, eine sehr starke Nordtendenz in der vicentinisch-bellunesischen Randzone und in der südwestlichen Cima d'Asta-Masse bemerkbar. Und diese norddrängenden Massen unterschieben nun gerade in diesem Sektor auch besonders kräftig die vor ihren Fronten gelegenen Teile der Zone der Paganella, die gerade darum ganz besonders in diesem Abschnitt an ihrer Basis so ausgesprochen scharfe Unterschiebung zeigt, von Mezzolombardo über Fai und den Ostfuss der Paganella bis an den Lago di Toblino heran, wo der Lias, vielfach sogar der Hauptdolomit der Paganella-Scholle an glatter Schubbahn direkt das Eozän als das jüngste Schichtglied der Sarca-Mulde nach rückwärts überschiebt.

Die Nordwestbewegungen halten aber auch zwischen Lavis, San Michele, Salurn und dem Gebiet nördlich um Trodena weiterhin an und sind dort sogar überaus deutlich. Überstösst doch hier der Bozener-Porphyr, d. h. jener des unteren Fiemmetales, auf breiter Front die vor ihm in der Tiefe liegende und vor derselben auch zu deutlichen Falten zusammengestaute *Trias des Etschtales* in aller Klarheit an einem ausgezeichneten Längsbruch mit durchaus judikarischem Streichen, bis hinauf zum Monte Cislon und weiter zum Corno Bianco und Corno Nero, d. h. bis an den Nordfuss des altberühmten Weisshorns und in die Latemar-Mulde hinein. Dass bei dieser Gelegenheit, wohl längs alten Querbrüchen des tieferen Untergrundes ausgelöst, an der Verwerfung von Zambana und Calisio der Nordwestvorstoss des Porphyrgebietes auch durch eine bedeutende Querverschiebung sich kund tut, bis hinüber in den südlichen Nonsberg, wurde bereits erwähnt.



Fig. 18. *Der Cimòn della Pala, vom Rollepass aus.*

Im Vordergrund gefaltete Werfenerschichten, dahinter der nordwärts aufsteigende Schichtkopf des Schlerndolomites der Pale.

Die Nordbewegungen nördlich und östlich Trento und um Pergine aber zeigen sich nun auch weiterhin im südlichen Dach der Cima d'Asta-Masse. Sie sind nicht allein auf den Abschnitt des Etschtales und dessen nächste Umgebung beschränkt, sondern lassen sich in genau gleicher Art und in prachtvollem Bewegungsstil wieder erkennen dort, wo im Tale von San Martino di Castrozza und im Cordevole die Sedimentbedeckung der Cima d'Asta-Masse im Osten der grossen Bozener- und Cima d'Asta-Achsenkulmination wieder erscheint. Solche Nordkomponenten sind deutlich erkennbar im Bau der berühmten *Pale di San Martino* und abermals in deren östlicher Fortsetzung, dem Massiv der Civetta, ja sogar noch im Nordwesten des Monte Pelmo und wahrscheinlich auch am Antelao.

So ist im Osten von Primiero die Perm/Werfener-Antiklinale der Valle dei Canali nach Nordwesten überkippt, oder am Cimòn della Pala der Muschelkalk als nordwärts überliegende Mulde von einem komplexen Perm/Werfener-Gewölbe-kern im Norden von San Martino di Castrozza überfahren, wobei gerade im Perm dieses Gewölbekerns ganz grossartige Durchbewegung gegen Norden in Form einer gewaltigen und eindeutig gerichteten Kleinfältelung sich zeigt. So stösst die



Fig. 19. *Der Cimòn della Pala, von oberhalb San Martino aus.*

Im Vordergrund das nordwärts gekippte Gewölbe der Grotti Rossi in den Werfenerschichten, dahinter der Schlerndolomit der Pale.



Fig. 20. *Der Westfuss des Cimòn della Pala, von südlich des Rollepasses.*

Rechts untere Hälfte die ostwärts axial eintauchenden Werfener des Gewölbes der Grotti Rossi, schräg links davon gegen N in die Pale-Trias hinaufgreifend; wenig links der Bildmitte die synklinal eingekielte Muschelkalkbasis der Pale, deutlich gegen N überkippt durch das gegen N drängende Werfenergewölbe.

Schlerndolomit-Platte des eigentlichen Cimòn della Pala längs einer steil nordwärts ansteigenden Schubfläche samt ihrer Buchensteiner- und Muschelkalkbasis als separate Scholle gegen Norden vor und erkennen wir weiterhin klare Nordstösse an der Pala-Nordfront, vom Passo Venigiotta längs der ganzen Südseite der Valle del Biòis bis hinaus nach Cencenighe am Cordevole. Dort wird diese südlichste Zone der Dolomiten, durchaus gemäss dem entsprechend nördlichen Abbiegen der Nordgewölbe von Àgordo über den Passo Duràn gegen das obere

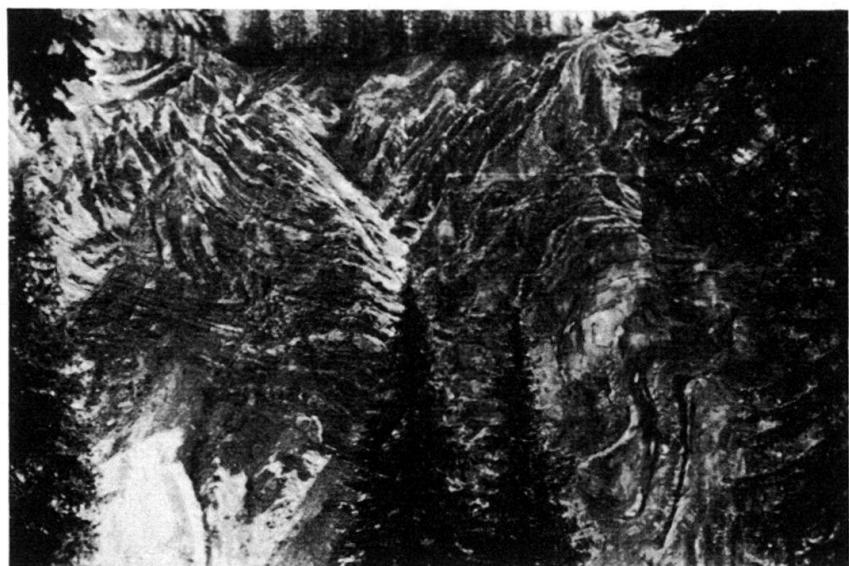


Fig. 21. Die gegen N gerichtete Fältelung in der Oberperm-Basis des Cimòn della Pala, wenig nördlich San Martino di Castrozza („gli scherzetti dello zio“).



Fig. 22. Der gegen Nordwesten gerichtete Schichtkopf der Civetta, vom oberen Cordevole aus. Basis des Civetta-Stockes in Ladin, darüber Raibler-Band gut erkennbar, über demselben Hauptdolomit und Lias der Gipfelwand.

Zoldo hin, längs einer grossen Flexur im Streichen beträchtlich und scharf nach Norden vorgesleppt, in der Gruppe der Civetta, und so streichen denn die dem ganzen Nordrand der Pale di San Martino-Platte von Westen gegen Osten verlaufenen und nordwärts vorgerückten Aufschuppungen der Südhänge des Biois-tales vom Cordevole weg stark abgedreht scharf gegen Nordosten hinauf.

Der ganze Bau der *Civetta-Gruppe* zeigt nur gegen Nordwesten, d. h. über das niedergesunkene Falcade/Biois-Gewölbe hinweg vorstossende Schuppen- und Schollenelemente. Auch die Jurakerne der Civetta und der Moiazza sind, nach den schönen Untersuchungen CASTIGLIONIS, denen wir hier dankbar folgen, steil gegen

Nordwesten überkippt und werden schliesslich am Ostfuss der Gruppe, d. h. im obersten Zoldo-Hintergrund und an der Moiazetta, von Südosten und sogar Osten her wieder überfahren von Hauptdolomit und Ladin. Von Cencenighe bis Alleghe, im Süden von Listolada bis Taibòn, lassen sich diese generell nordwärts oder nordwestwärts getriebenen Faltenelemente der Civetta im tiefen Einriss des Cordevole-tales grossartig beobachten. Daneben zeigen sich auch in der Hauptdolomitbrücke des Monte Tàmer am Ostende der Aufbrüche von Àgordo abermals deutlich nordgetriebene Elemente.



Fig. 23. Die Civetta vom obersten Zoldotale aus.

Zeigt das generelle isoklinale Aufsteigen der Civetta-Gipfelbauten (Hauptdolomit und Lias) gegen NW hin. Der von E hier an die Civetta-Mulde angestossene Hauptdolomit der Moiazzetta ist nicht gut erkennbar.

Nördlich der Civetta scheint die Scholle der Pale di San Martino und der Civetta auszukeilen und wird abgelöst, ja mit ihren Resten teilweise noch überdeckt von der gleichfalls klar nordgetriebenen Scholle des Monte *Pelmo*. Diese gewaltige Masse ist an ihrem Nordrand deutlich, und zwar bis hinüber an den Westfuss des *Antelao* bei San Vito di Cadore, den ostwärts niedersinkenden und verkümmern den Elementen der Civetta und der nördlichsten Teilscholle der Marmolada-Zone, d. h. der Fernazza-Schuppe aufgeschoben. Erst mit zunehmender Zusammenraffung aller Dolomiten-elemente gegen die grosse Scharung des Cadore hin, d. h. im immer enger werdenden Scharungswinkel zwischen dem nordostwärts heraufziehenden Aufbruch des Cadore einerseits und dem gegen Südosten streichenden Dolomiten-nordrand vor der Kuppel von San Stefano andererseits, kommt es östlich von San Vito dann endlich zu einer direkten Berührung der weiter im Westen durch die ganze breite Marmolada-Zone und das Porphyrgewölbe von Falcade, resp. die Antiklinalzone der Valle del Biois und erst noch die ganze Civetta-Zone samt den Pale di San Martino über grosse Räume weit voneinander getrennten Schollen, des Pelmo/Antelao einerseits, der Sella/Nuvolau/Sorapis-Zone andererseits. Und erst hier nun kommt es, an der Scharung des Cadore, auch zur kurzen Unterschiebung der südlichen unter die nördliche Scholle. Aber diese Unterschiebung an der Antelao-Linie ist nur von höchst geringem Ausmass gegenüber den kräf-



Fig. 24. *Der Monte Pelmo von nördlich Pècol (Zoldano).*

Die mächtige Wand zeigt von unten nach oben, über einer im Schutt verlaufenden Raiblerzone, in klarer Gliederung Hauptdolomit, Dachsteinkalk und zu oberst Lias.



Fig. 25. *Der Aufschub der Pelmo-Scholle gegen N, im hintersten Fiorentina-Tal.*

Der dunkle Berg links – Punta di Puina – besteht aus San Cassian-Schichten, der helle Kopf rechts daneben – Punta Colstantiol – aus Schlerndolomit der normalen Pelmo-Basis, im Sattel rechts desselben – Forcella Forada – die Raibler; darüber der steil gegen N aufsteigende Schichtkopf des Hauptdolomites am Val d'Arcia-Grat, der – nicht mehr sichtbar im Bild – dann längs einer großartigen Scherfläche vom Gipfelmassiv des Pelmo nordwärts angefahren wird.

tigen und vielfach repetierten nordgetriebenen und sogar nordwärts abgedrehten, ja fast abgewürgten Schollen des Pelmo-, des Civetta- und des Pale-Gebietes.

Kräftige Nordbewegungen sind somit in der ganzen Südzone der Dolomiten, von San Martino di Castrozza über den Cimon della Pala, die Civetta und den Pelmo bis südlich *Cortina d'Ampezzo* festzustellen. Dieselben reichen aber auch über Cortina noch weit hinaus. (S. Profil 4 und 5, Tafel X.)

Da geht zunächst östlich Cortina der ganze Bau der *Sorapis*-Scholle sehr deutlich auf Bewegung gegen Norden zurück. Das über lange Zeit und bei der Annahme blosser Südschübe stets rätselhaft gebliebene nordgetriebene Gewölbescharnier der berühmten *Cesta* samt der nördlich daran anschliessenden, nach den Angaben von OGILVIE GORDON auch noch Lias enthaltenden Mulde der oberen Falòria und die scharf gegen Norden aufsteigende Basis-Scholle von Falòria selber sind alles Dinge, die sich durch Nordbewegung der Gesamtscholle ausgezeichnet und ohne jeden Zwang verstehen lassen, bei der Annahme einer Südüberschiebung



Fig. 26. *Blick auf Sorapis – Cesta, Pelmo, Passo tre Croci und Monte Cristallo, vom Südfuss der Drei Zinnen aus.*

Links die Nordfront der Sorapis und der Cesta, in der Mitte die Tre Croci-Antiklinale, rechts die Cristallo-Masse (Schlern-Hauptdolomit) und ihre Basisscholle an den Crepe di Rudavoi. In der Mitte des Bildes Misurina.

und südwärts vorschreitenden Überwältigung durch eine gleichfalls „dinarisch“ bewegte Cristallo-Scholle aber unverständlich bleiben. Nördlich des Passo Tre Croci weist auch der Bau der gewaltigen Südabstürze des *Monte Cristallo*, sobald wir deren basale Partien nur ohne Voreingenommenheit betrachten, ganz klare Zeugnisse für Bewegungen gegen Norden hin auf. Zwei grosse tektonische Sonder-scherben sind dort längs der Son Forca-Schubfläche von Süden gegen Norden übereinander gestossen, und zwar mit deutlich sichtbaren Schleppungsscheinungen am Oberrand der unteren Scholle, hervorgerufen durch den generellen Separat-vorschub der Cristallo-Hauptmasse über die Pomagnòn-Kette gegen Norden hin. Dabei scheint die untere Scholle, d. h. jene der Pomagnòn-Kette, gegen den Rudavoi hin deutlich nach Süden hin auszuspitzen und nur die grosse obere Scholle des eigentlichen *Monte Cristallo* weiter südwärts, nun allerdings zerschnitten durch den Tre Croci/Ansiei-Bruch, in die *Sorapis*-Scholle, und gegen Misurina hin noch begleitet von der basal abgespaltenen Scholle der Crepi di Rudavoi, gegen Osten in die Gruppe der Cadini fortzusetzen.

Im Bau der *Tofane* lassen sich nordgerichtete Bewegungen in ähnlichem Masse erkennen. Nordgetriebene Tauchfalten habe ich in der Gipfelregion der östlichen Tofana und nordöstlich des Falzaregopasses, mit grösster Wahrscheinlichkeit auch am Sporn von Pomèdes beobachtet; im Westen der *Nuvolau*-Scholle, die ja nur

eine längs einem steilen Bruch, eben dem „*Falzàrego-Bruch*“ südwärts versenkte südliche Fortsetzung der Tofanaplatte ist, treten nordgetriebene Falten am Sasso di Stria auf. *Sorapis/Cristallo* und *Nuvolàu/Tofana* bilden meiner Ansicht nach eine einzige primär zusammenhängende Platte und innerhalb derselben auch ein einheitliches, *gegen Norden vorgetriebenes Faltensystem*, mit einem grössten Antiklinalkern im Raume von Cortina selber. Aber dieses primäre Faltensystem ist an dem grossen Längsbruch der „*Falzàregolinie*“ im Westen, der *Tre Croci/Ansiei-*

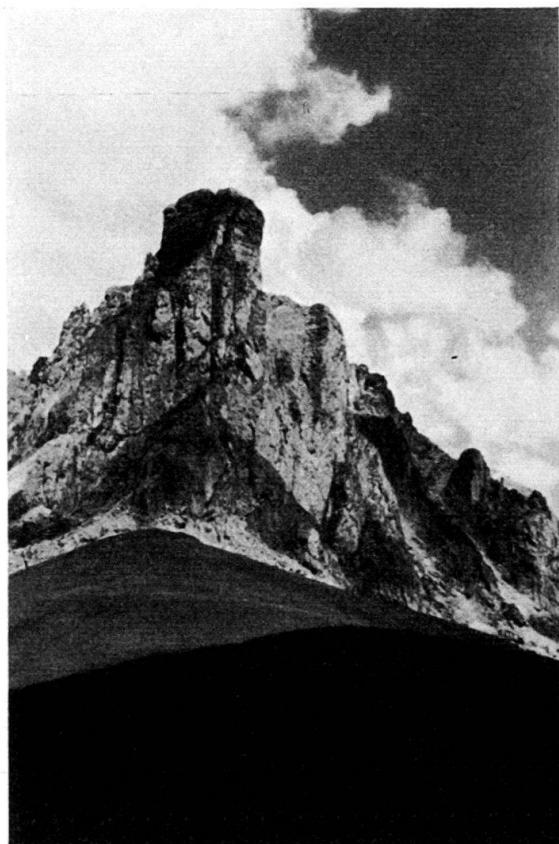


Fig. 27. Der östliche *Nuvolàu-Gipfel* (*La Gusella*), vom *Passo di Giàu*.

Schlerndolomit auf San Cassian und Wengener des Vordergrundes. (Liegt hier damit etwa eine südliche Repetition der *Falzàrego-Brüche* vor ?)

Linie im Osten von Cortina, entzweigeschnitten und mit seinen südlichen Teilen gegenüber den nördlichen in die Tiefe gesunken, oder wenn man lieber will, mit seinen nördlichen Teilen, d. h. gegen die Dolomiten-Nordfront hin, *an dieser Bruchlinie herausgehoben worden*. Und durchaus ähnlich ist, nur wenige Kilometer weiter im Süden, der primär einfache *Zusammenhang zwischen Sella- und Marmolada-Gruppe* im Querschnitt des *Pordoi* schon von Buchenstein ostwärts, mit Annäherung an die Scharung des Cadore immer mehr gestört und wird die südliche Fortsetzung der *Sorapis/Croda di Lago/Nuvolàu-Scholle* durch den *Antelao-Bruch* südwärts versenkt und unter die Nordscholle unterschoben, bis schliesslich, mit den Elementen der Civetta und des Pelmo, die ganze ostwärts wohl schon primär ausdünnende *Marmolada-Masse* gegen Osten hin immer mehr *zugedeckt* wird durch die in diesem Raum so eindeutig und mächtig nordwärts vordringenden südlichen Schollen. Die praktisch völlige *Unterdrückung des Marmolada-Raumes* im Osten des Cordevole

geht in erster Linie auf Kosten des Norddrängens der Civetta- und der Pelmo-Scholle, bis scheinbar schon wenig östlich Alleghe, im besten Falle aber in der oberen Fiorentina, der ganze im Westen so grossartig entwickelte Marmolada-Raum durch die von Süden her vordrängenden südlichen Schollen immer mehr zugeschoben wird und endlich diese südlichen Schollen der Civetta und vor allem jene des Pelmo die Sorapis/Nuvoläu-Scholle an ihrem Südrand direkt unterschieben und damit *der ganze Marmolada-Raum in der Tiefe begraben liegt*. Gibt es einen noch grossartigeren Zeugen für die *Intensität des Nordschubes* auch in diesem Sektor der Dolomiten, als die schliesslich totale Eliminierung und *Überwältigung des gesamten Marmolada-Raumes* zwischen Passo Pardoi und Passo di Valles, d. h. das Zudecken eines im genannten Querschnitt an die 17 km breiten Raumes durch in erster Linie erfolgte *tektonische Überdeckung* mit den immer stärker *nach Norden vorstossenden Elementen der südlichen Dolomiten*, der Pale/Civetta- und Pelmo-Schollen und schliesslich des Antelao? Hier ergeben sich auf jeden Fall weit grossartigere Bewegungsbilder als die bisher von den vielgenannten Bruchlinien der Dolomiten bis zum Überdruss aufgezeigten, die gegenüber den gewaltigen Effekten dieser nordgerichteten Schübe heute nur mehr als durchaus sekundäre Phänomene, als *spätere Zerhackungen* bloss des grossen, *in seiner Gesamtheit nordgetriebenen Baues* sich enthüllen. Diese steilen Brüche der Antelao-, der Falzàrego/Tre Croci/Ansiei-Linien oder die Marmolada-Überschiebung sind im Grunde genau so sekundäre Bruchphänomene wie im Nordosten und Norden des Beckens von Cortina die Brüche von Schluderbach, der Stuva-Bruch oder die Rauhtal-Linie und die – zwar nicht einheitliche – Linie Antrouilles–Passo di Fanes; denn es handelt sich bei allen diesen tektonischen Elementen nur um die Effekte rein sekundärer relativ geringfügiger *Ausweichbewegungen* der im Norden gestauten, aber primär gegen Norden vorbewegten steifen Dolomitenschollen gegen das stossende Rückland hin, um Phänomene, die durchaus auch den „*dinarisch*“ gerichteten Bruchlinien der Brenta-Gruppe entsprechen und auch denselben tektonischen Sinn haben wie jene. (S. Profil 4 und 5, Tafel X.)

Es ergeben sich somit auch im Raume der *zentralen Dolomiten*, zwischen Sorapis, Cristallo, Tofana und dem oberen Cordevole *ausgedehnte Dokumente für kräftige Nordschübe* auch in diesem Südälpensektor. Im Querschnitt der *Marmolada* aber erkennen wir aus den Aufnahmen von CORNELIUS und eigenen Beobachtungen abermals eine Reihe von Zeugen für nordgerichtete Schübe, die sich neben der altbekannten kurzen Marmolada-Südüberschiebung sehr deutlich dokumentieren. Im Pian Trevisan springt die Muschelkalkbasis der nördlichen Marmolada-Gruppe an steiler Scherfläche gegen Norden auf; am Nordhang des östlichen Belvedere/Padòn-Kammes sind die Werfener-Kerne der anisch-ladinischen Serien deutlich gegen Norden bewegt, bis über den Cordevole hinaus, und auch noch im Raume von Ruàz; in der südlichen Marmolada-Gruppe scheint die Ombretta gegen Norden vorgeschoben und die Marmolada-Hauptplatte somit zu unterschieben. Im Raume der Vallaccia-Kette östlich des Fassatales sinkt die anisch-ladinische Sedimentplatte im Osten von Moéna über dem Porphyraufbruch nur flach südwärts in die Tiefe und ist keineswegs etwa gegen Süden überkippt; sondern diese südfallende Sedimentplatte wird am Südende des Monzoni-Stockes, nach den Detailaufnahmen von VARDABASSO, ganz deutlich von Süden her durch den Porphyrraupbruch des grossen Gewölbes der Bocche resp. von Falcade überfahren. Ob die bekannten Störungen zwischen Canazei und dem Col Rodella wirklich Aufschuppungen gegen Süden hin bedeuten und nicht eher gleichfalls als hier von Südosten aufgestiegene, d. h. normalalpin vorgetriebene Schuppen aufzufassen sind, möchte ich auf Grund meiner durch schlechtes Wetter dort leider nur mangelhaft gewonnenen Einblicke nicht

entscheiden und diese Frage nur zur Diskussion stellen. Es wäre aber ohne weiteres denkbar, dass diese Störungen von Canazei es im Grunde genommen wären, die schliesslich in ihrem Hangenden die ganze Langkofel-Masse nach Norden getragen haben könnten, wo ja die Nordbewegung dieser mächtigen Scholle, am Nordwestfuss des Sassolungo, in jeder wünschenswerten Deutlichkeit durch nordgetriebene Scharniere in den Werfener-Basischichten der Langkofel-Scholle in prachtvoller Art dokumentiert erscheint. An diesen Werfener-Schichten ist die ganze Langkofel-Platte um wesentliche Beträge nordwärts über das tuffreiche Wengener- und sogar St. Cassian-Gebiet der grossartigen Seiseralm aufgeschoben, und wenn die Verbindung dieser Werfener-Basis der nördlichen *Langkofel-Scholle* mit dem obersten Werfener-Keil der Cima Rodella sich bewahrheitet, so würde die Schubweite der über diesen Werfener-Schichten nach Norden getragenen Langkofel-Scholle an die 5 km betragen. Und das ist im Grunde nicht einmal viel.

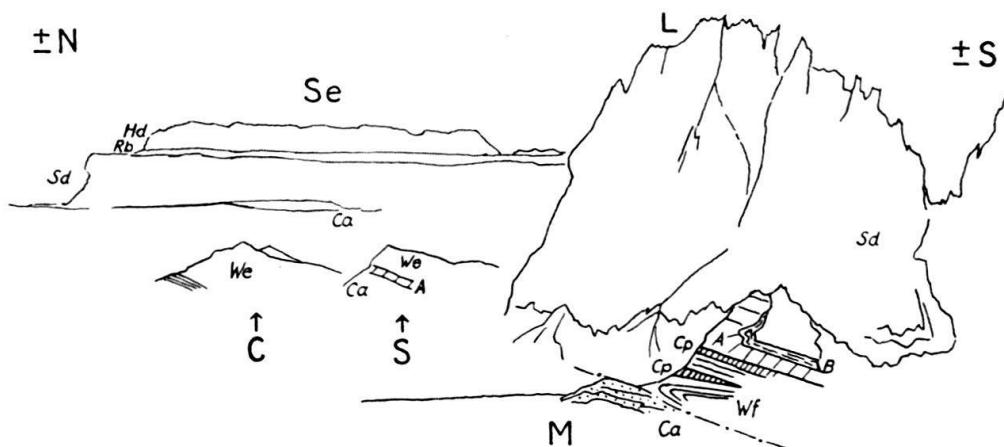


Fig. 28. Der Aufschub der Langkofel-Scholle auf die Seiseralm-Serie.

*Wf* = Werfener, *Cp* = Campiler, *A* = Anisischer Muschelkalk, *B* = Buchensteiner-Schichten, *Sd* = Schlerndolomit, *Ca* = San Cassian-Schichten, *We* = Wengener-Schichten, *Rb* = Raibler, *Hd* = Hauptdolomit (Sella-Gruppe), *C* = Ciampinoi, *S* = Piz de Sella, *Se* = Sellagruppe, *M* = Col de Mesdi, *L* = Langkofel.

Damit sind wir am *Nordrand der Dolomiten* angelangt und stossen hier auf ein neues und weites Gebiet zum Teil schon lange bekannter nordgetriebener Schollen. Den grossen, generell so klar gegen Norden schauenden Bogen der Dolomiten-Nordfront haben wir bereits erwähnt. Aber auch innerhalb der nördlichen Dolomiten selber sind nordgestossene Elemente prachtvoll erkennbar und zum Teil seit alter Zeit bekannt. Da ist die *Villnösser-Linie*, die zu unrecht in jene des Rauhtales und des Passo di Fanes fortgesetzt wurde, sondern die im Gegenteil stets dem Nordrand der Dolomiten entlang, von Wengen in die Gegend südlich St. Vigil und von dort, vielleicht aufsplitternd, aber im ganzen mit durchaus denselben Charakteren wie im Westen, dem Nordrand der Pragser Dolomiten entlang gegen das Tal von Toblach und wohl auch in die eigentlichen Sextener Dolomiten hineinzieht. Vom äussersten Villnöss bis hinüber nach Campill und Wengen, nach St. Vigil und weiter in den Pragser Dolomiten, überfahren stets südlichere Teilelemente der Dolomiten deren eigentliche nördliche Randelemente. Es ist sogar, nach dem Kartenbild auf Blatt Brixen, durchaus wahrscheinlich, dass diese Überwältigung der Dolomiten-Randelemente längs der Villnösser-Linie sich auch noch westlich der Eisack kundgibt, in den gegen Norden gerichteten Verfaltungen des Klausner-

Kristallins mit der Porphyrrplatte im Raume des Monte Covolo. (S. Tafel IX und Profil 5, Tafel X.)

An diese deutlich auf Nordschub zurückgehende Randstörung der Villnösser-Linie folgt gegen Süden hin der gleichermassen ausgesprochen nordgetriebene Aussenrand der *Grödener-Dolomiten*, die abermals in steilen Schuppen gegen Norden vorgestossen erscheinen. Der Bau der Odle und des Sass Rigais mitsamt der klaren internen Überschiebung im Süden von Ortisei, wo die Serie der Seiseralm

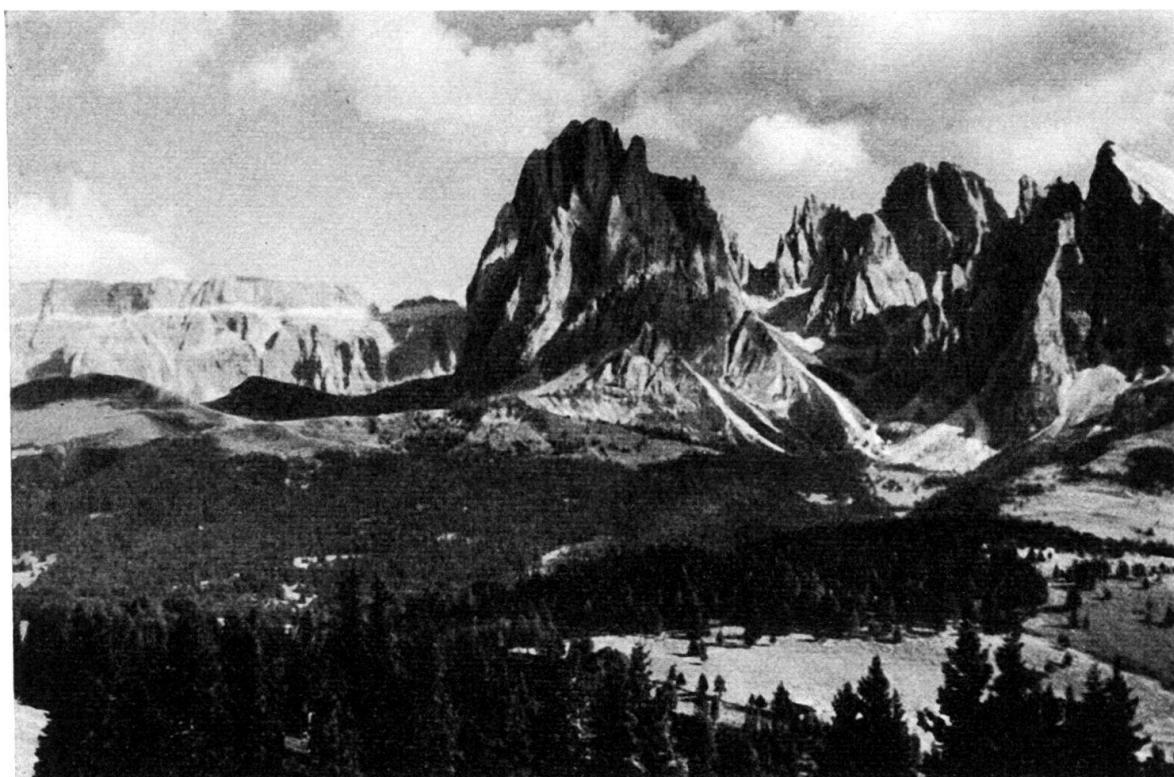


Fig. 29. Die Langkofelgruppe von der nördlichen Seiseralm.

In der Mitte der Langkofel (Schlerndolomit), darunter der Col de Mesdì mit der Werfener/Muschelkalkbasis der Langkofelscholle, aufgeschoben auf das davorliegende San Cassian/Wengenergebiet der Seiseralm. Im Hintergrund das Hauptdolomit-Schlernplateau der Sellagruppe, mit dem das-selbe aufteilenden Raiblerband; im Schatten davor: links der Ciampinoi, rechts der Piz de Sella, beide mit Muschelkalkbasis als sekundäre Rückenschuppen der Seiseralm-Serie unter der Langkofelscholle hervorgeschaufelt. Rechts des Langkofels Fünffingerspitze, Grohmannspitze und Plattkofel. Durch das Langkofel-Kar hinauf wird die ganze Scholle durch eine grosse Scherfläche noch sekundär weiter zerschnitten.

und des Schlern mit ihrer Werfener-Basis der bis ins Ladin hinaufreichenden Basis-Scholle von Ortisei selber klar nordwärts aufgeschoben erscheint, spricht hier eine durchaus eindeutige Sprache. Und dies um so mehr, als auch die Serie der Seiseralm ihrerseits schon im Norden der Langkofel-Scholle, am Ciampinòi und südlich davon, abermals in gegen Norden weiter aufsteigende Schuppen zerlegt erscheint, die sich in prachtvoller Weise als unter der nordgestossenen Langkofel-Scholle nordwärts gestossene, gewissermassen durch dieselbe vorgeschaufelte Rückenschuppen der Seiseralm-Serie an der Basis der genannten gewaltigen Schubscholle erweisen. Diese Nordbewegung zeigt sich auch in der östlichen Fortsetzung dieser Dinge, d. h. im Aufbruch von Plan und des Passo Gardena, und sie ist weiterhin prächtig do-



Fig. 30. Die Nordfront der Grödnerdolomiten in den Odle und am Sass Rigais (nordöstlich Ortisei). Klar erkennbar der einfache Aufstieg aller Elemente über den – hier bewaldeten – Bozenerporphyrr und den Grödenersandstein gegen N.



Fig. 31. Der Sasso di Pordoi in der südlichen Sella-Gruppe, vom Aufstieg zum Sellajoch. Schlern-Raibler-Hauptdolomit-Folge der Sellagruppe, links im Hintergrund der Piz Boé, dessen dunkle Jura-Kreide-Mulde klar erkennbar ist.

kumentiert in der nordwärts gerichteten Überschiebung der Werfener-Ladinserie von St. Cassian über die Wengener-Basis der Gardenaccia. Von hier nach Osten versinken diese Störungen der nordwestlichen Dolomiten, d. h. jene in der Seiser-alm-Serie, dann unter der wohl nordwärts separat vorgeschenkten Platte von Fanes.

Allen diesen deutlichen Dingen gegenüber erscheint die schwache Aufschiebung der Trias über die Jura/Kreidemulde der Puez-Gruppe in der nördlichen Gardenaccia als durchaus sekundäres Phänomen, als eine ganz lokale Rückstülpung

und Stauungserscheinung in der im übrigen klar gegen Norden vorgetragenen Gardenaccia-Platte; ein Phänomen, vergleichbar den durchaus analogen, von Längsbrüchen begleiteten und an denselben überhaupt in erster Linie stattgehabten Rückstülpungen am Nordrand des Fanes-Plateaus oder im Gebiete der Stuva und der Croda Rossa oder westlich der Etsch jenen der Brenta-Gruppe. Hingegen ordnet sich die gegen Nordwesten gerichtete Überschiebung des Boè in der südlichen Sella-Gruppe nun durchaus harmonisch in den allgemein erkannten Bauplan ein. Denn wenn wir im ganzen Raum zwischen Sorapis/Cristallo, Pelmo/Nuvolau/Tofana und Marmolada/Sella oder wiederum in der Langkofel-Scholle, überall einen primär gegen Norden bewegten Falten- und Schuppenbau erkennen, der nur rein sekundär auf lokalen und im Streichen sich verlierenden Bruchflächen vom Typus der Falzàrego-Linie oder der Marmolada-Überschiebung oder ähnlichen Störungen südlich von Canazei oder noch weiter im Süden an der Trudener-Linie in einzelne Schollen zerstückelt worden ist, und weiter uns die zum mindesten nahen Beziehungen zwischen Sella- und ja sicher nordgestossener Langkofel-Scholle vor Augen halten, dann erscheint das bisher so merkwürdig und rätselhaft gebliebene, bei der Annahme „dinarischer“ Rückschübe sogar direkt unverständliche Element des Boè als nichts anderes denn als eine einfache weitere, ganz normalalpin gegen Nordwesten vorgetriebene *Rückenschuppe* in der generell nordbewegten Sella-Platte. Dass diese *Sella-Platte* aber, wie der Langkofel und das Element der Odle, wirklich gleichfalls gegen Norden vorgewandert ist, zeigen unter anderem in jeder wünschenswerten Klarheit die prachtvollen Bewegungsbilder in den St. Cassian-Schichten des Sellajoches, wie sie direkt südlich des Passes, in der Basis der Schlerndolomit-Platte der Sella-Scholle in grossartiger Weise aufgeschlossen sind. Dass im übrigen die Boè-Aufschiebung gegen Nordwesten schaut, ist weiter durchaus normal, befinden wir uns hier doch bereits im Übergangsgebiet vom Puster-taler- zum judikarischen Streichen, dessen sichere Zeugen ja von Lavis im Raume von Trento über die Trudener-Linie hinweg östlich des Weisshorns bis in die Latemar-Gruppe hinein bekannt sind und das meiner Ansicht nach weiter auch bis in das obere Fassatal hinaufreicht.

Mit allen diesen Feststellungen aber erkennen wir nun heute *auch im klassischen zentralen Südalpenabschnitt der Dolomiten*, zwischen Etsch und Piave, neben den altbekannten kurzen Südaufschreibungen vom Typus der Marmolada und der Sorapis-Scholle, eine hervorragende und reiche Reihe von Zeugnissen für *klare Bewegung der Massen gegen Norden*. Dabei sind diese Zeugnisse nicht etwa nur auf eine gewisse Zone oder auf einen kleineren Raum mit besonderer tektonischer Konstellation beschränkt, sondern sie machen sich geltend im Norden und im Süden, im Osten und im Westen dieser prachtvollen Dolomiten-Landschaft. Und dabei steht erst noch hinter allen diesen Dingen der kraftvolle Nordstoss der belunesischen Randscholle im Raume der Val Sugana. (Vergl. Profil 4, 5 und 6, Tafel X.)

Damit aber gelangen wir zu einem durchaus *neuen tektonischen Bilde der Dolomitenregion*. Nicht eine in erster Linie durch Brüche in einzelne starre Schollen zerschnittene Tafel alter Prägung liegt hier vor, die in der Folge an kurzen südgerichteten Überschiebungen noch weiter zusammengeschoben worden wäre, ganz im Sinne einer dinarischen Gesamtkonzeption der Südalpen, sondern eine prachtvoll gegen Norden, im gesamtalpinen Sinne auf die Zentralalpen hin bewegte und in sich weiter reichgegliederte Falten- und Schuppenschar, die nur durch jüngere Brüche und damit verbundene kurze Südüberschiebungen nachträglich allerdings noch weiter zerhackt worden ist. *Die allgemein-alpine Nordflut aller Massen hat auch die mächtige Sedimentplatte der Dolomitenserie in keiner Weise verschont, son-*



Fig. 32/33/34. Bewegungsbilder aus der San Cassian-Basis der Sella-Gruppe wenig südlich des Passo di Sella.

Gegen Norden (links) gestossene Antiklinalkeile wechseln mit spitzen Synklinalen, das ganze durchzogen von schief nordwärts aufsteigenden Scherflächen. Dies an der Basis der so ruhig erscheinenden Schierndolomit-Platte der Sella-Gruppe. Liegt hier nicht, wie am Langkofel, eben doch eine klare Überschiebung des oberladinisch-unterkarnischen San Cassian-Horizontes durch den auf jeden Fall doch teilweise sicher älteren, mindestens mittelladinischen Schierndolomit-Komplex der Sella-Gruppe vor, und bilden nicht Sella und Langkofel zusammen eine eigene Schubmasse auf den Cassianer-Schichten der Seiseralm-Serie?

dern klar mitergriffen, auch wenn – gemäss der über grossartige Mächtigkeiten oft nur geringen lithologischen Aufgliederung der Dolomiten-Trias und der damit verbundenen nur geringen Faltungsbereitschaft, daneben auch infolge der gewaltigen Steifheit der Bozener-Porphyrplatte im tieferen Untergrund der Dolomiten-Trias –, der *tektonische Deformationstypus* gerade hier ein weit steiferer ist als in den Nachbargebieten. Aber die Bewegungen haben sich auch hier, wie anderswo, in erster Linie in den dünnenschichtigeren und damit zu weit stärkerer innerer Gleitung befähigten stratigraphischen Horizonten vollzogen: in den Gipsmergeln des Oberperms, in den Werfener- und Campiler-Schichten, oder in den tuff- und lavaärmeren Etagen von Buchenstein, Wengen und St. Cassian. Der Schlerndolomit, aber auch der Marmolada-Kalk, erweisen sich als durchwegs starre Blöcke, die als Ganzes sich über dem grossartigen Bewegungssteppich ihrer tiefer-ladinischen Unterlage oder samt dem Mendola- oder Sarl-Dolomit des anisischen Muschelkalkes über den Werfener-Schichten verschoben haben, während der weit geschichtetere Hauptdolomit der östlicheren Dolomitenregion wieder eine viel bessere Durchbewegung und damit Faltung erlaubte, und dasselbe gilt natürlich dann in erster Linie auch vom darüber folgenden Dachsteinkalk und von den abermals gutgeschichteten Liasserenien. Die Gegensätze zwischen den Landschaftstypen der westlichen, der zentralen und der östlichen und südöstlichen Dolomiten gehen in erster Linie auf diese Dinge zurück, indem im ganzen Westen die starren und mächtigen, zu grossartiger Zerklüftung neigenden Horizonte des Latemar- und Marmolada-Kalkes oder des Schlerndolomites die Hauptrolle spielen und der Hauptdolomit wie das Rhät weitgehend zurücktritt, ja bis auf Schlern-, Sella- und Gardenaccia-Gruppe überhaupt fehlt, im ganzen Osten aber gerade der gutgeschichtete Hauptdolomit und der Dachsteinkalk einen hervorragenden Anteil am Aufbau der östlichen und südöstlichen Dolomiten nehmen. Die Gegensätze in der näheren landschaftlichen Gestaltung und der feineren Gliederung der Gipfelformen, die in so auffallender Weise zwischen den verschiedenen Hauptgruppen der Dolomiten bestehen und damit die ganze grossartige Mannigfaltigkeit der Dolomitenlandschaften bedingen, gehen in erster Linie auf diese Dinge zurück. Es sei nur an den gewaltigen Gegensatz etwa zwischen Langkofel- und Cristallo/Drei Zinnen-Gruppe im Norden, zwischen den Pale di San Martino, der Civetta oder dem Pelmo im Süden erinnert. Aber durch die *ganzen* Dolomiten hindurch, von Gröden, Wengen, St. Vigil, dem Lago di Braies und Toblach bis hinab in den Cimon della Pala, San Martino di Castrozza, die Civetta und den Pelmo oder die Sorapis, finden sich überall die klaren Zeugen für *Bewegung auch der Dolomitenmassen* gegen die *Zentralalpen* hin.

Im *Norden* erscheint der ganze Rand der Dolomitenplatte weitgehend nordwärts in sich geschuppt, hinter dem vorgelagerten Widerstand der nordwärts steil aufsteigenden alpinen Deckenkuppel, in deren Kern die penninischen Elemente der Hohen Tauern erscheinen; im *Süden* erkennen wir, so weit überhaupt die Dolomitenserie über ihrer alten Basis erhalten geblieben ist, d. h. von den Pale di San Martino über die Civetta und den Pelmo bis in die Sappàda-Dolomiten hinauf, in gleicher Weise den unzweifelhaften *Vormarsch der Massen gegen Norden* und eine gewaltige nordwärts gerichtete Schuppung der Dolomitenplatte; im ganzen dazwischenliegenden *mittleren* Abschnitt aber, der auf grosse Breite der zentralen Hauptmasse der Bozener-Porphyrplatte aufruht, erscheint, und zwar bestimmt als eine Folge der grossartigen Steifheit des Porphyrschildes, der ganze Faltenbau, eben infolge geringerer Möglichkeiten eines kräftigen Zusammenschubes dieser Platte, ein viel einfacherer und weitgehend aufgelockerter. Breite Synkinalen wechseln mit weiten Gewölben, und nur zu oft erscheinen zunächst die Schenkel dieser ordentlich grossradigen Faltelemente einfach als bloss schiefgestellte

Tafel- oder Schollenreste. Dass aber gerade in diesen tafelförmig sich präsentierenden Schollengebieten mächtige Blockbewegungen der steiferen Massen über oft ungeheuer durchbewegten Basalelementen gegen Norden hin stattgefunden haben, das zeigen die Bewegungsbilder im Oberperm oder den Werfener-Schichten an der Basis des Cimòn della Pala zum Beispiel, oder jene in der Wengener/St. Cassian-Basis des Schlerndolomites am Sellajoch, oder jene an der Basis der Cristallo- oder der Tofana-Platte beidseits Cortina d'Ampezzo. (S. p. 339, 340 u. 350.)

Die Gebiete breitangelegten und *aufgelockerten Faltenbaues* liegen auf der starren Basis des *Bozener-Porphyrshildes*, von den Pale di San Martino bis ins Grödener- und Gadertal und ostwärts auch gegen Cortina hin; denn die letzten östlichen Reste des Bozener-Porphrys finden sich ja noch im westlichen Comelico. Gerade diese zentrale Dolomitenregion aber ist es auch, die von den kurzen Süd-überschiebungen längs steilen Längsbrüchen in erster Linie noch betroffen worden ist. Falzàrego/Tre Croci-, Marmolada- und Antelao-Linie zerschneiden hier als steile Brüche und kurze Bruchüberschiebungen den normalen Faltenbau als durchwegs jüngere und sekundäre Störungen. Dabei entstehen vielfach tektonische Bilder, wie wir sie etwa aus den ja gleichfalls nur widerspenstig und lokal eine eigentliche Faltung dulden Schollenelementen der nagelfluhreichen und damit hochgradig steifen subalpinen Molasse des schweizerischen Alpenvorlandes kennen. Verschiebungen längs Scheitelbrüchen von Antikinalen, oder Überschiebungen, aus Synkinalen hervorgegangen, wir finden sie auch hier in den Dolomiten, genau wie in der schweizerischen Molasse. Die weitgespannten Gewölbe mit scharfen Verschiebungen längs Scheitelbrüchen, wie wir sie etwa in der grossen „Hauptantiklinale“ des ost-schweizerischen Abschnittes der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein verwirklicht sehen, erkennen wir in durchaus entsprechender Art beidseits Cortina etwa, und Überschiebungen längs Scheitelbrüchen von enggepressten Mulden, vom Typus der Stoss-Aufschiebung der Ostschweiz, zeigt in schönster Art etwa die Scholle der Sorapis oder jene der Civetta. Diese sogenannten „Kernstörungen“ sind durchaus dieselben in den Gewölben und Synkinalen der Molasse wie in jenen der Dolomiten. Und genau wie die Kernstörungen der Molasse-Antikinalen gehen auch jene der Dolomitengewölbe auf Scheitelbrüche zurück, die ihren Ursprung in grösserer Tiefe haben, und längs denen eigentliche Schollenverschiebungen, wenn auch nicht in grossen Beträgen stattgefunden haben.

In der schweizerischen Molasse zeigt der ganze neuerdings in erster Linie durch RENZ und HABICHT klarer erschlossene Baustil, dass ohne eine Mitbeteiligung des tieferen Untergrundes das erkennbare Bewegungsbild nicht entstehen konnte, sondern der Unterbau der Molasse hat an steilen Längsbrüchen, schon vom kristallinen Grundgebirge an, in Form mächtiger Keile vom Typus jener der autochthonen Zentralmassive, in seine Bedeckung und damit schliesslich auch bis in die Molasse emporgestossen. Im Prinzip in der Weise, wie dies schon auf den Profiltafeln meiner „Alpenmorphologie“ dargestellt worden ist. Im Falle Südtirols aber sehen wir die Mitbeteiligung des tieferen Untergrundes an diesen Kernstörungen der Dolomitenelemente ganz direkt, etwa in Form der Trudener-Linie zwischen Cavalese/Latemar und Trodena, oder jener von Tires, nicht zu reden von der klassischen Villnösser-Linie am Dolomiten-Nordrand. Und es ist ganz klar, dass in der Tiefe dieser Kernstörungen der Dolomiten-Antikinalen auch im Osten noch, d. h. im Gebiete der Falzàrego- und Antelao-Linie der ältere Unterbau, d. h. der Porphyrschild von Bozen, von den gleichen Brüchen oder Bruchscharen noch durchsetzt sein muss wie die Dolomitentafel selber. Dabei ist hier wohl, wie anderswo, an ein erneutes alpines *Aufleben alter Längsbrüche* im herzynischen Unterbau zu denken, die in dessen Hangendem nun die gesamte postherzynisch zur Ablagerung

gelangte Schichtreihe, vom Bozener-Porphyr schild bis in die Kreide hinauf neu durchreissen, oder an Längsbrüche, die vielleicht neu entstanden sind auch an den Diskontinuitätsflächen längs den Rändern alter Eruptionsspalten der Bozener-Porphyre oder der später aufgedrungenen ladinischen Vulkanite. Alte Querbrüche scheinen sich ja ebenfalls reaktiviert zu haben, etwa an der grossen Verwerfungszone von Zambana, Calisio und Trento oder im Bruchsystem von Schio, wir kommen später nochmals auf diese Dinge zurück. Sicher aber ist die viel jüngere und rein sekundäre Zerhackung eines primär gegen Norden getriebenen und zonenweise wohl sogar nordwärts über dem tieferen Untergrund recht beträchtlich abgesicherten Faltenbaues durch Längsbrüche und kurze Südüberschiebungen, die im Grunde als Ausweichbewegungen vor dem alpinen Grossgewölbe der Deckenscheitel gegen das stossende Rückland hin aufgefasst werden müssen. Genau das Bild, das wir, nur abgelenkt in die judikarische Richtung, in der Brenta-Gruppe auch erkannten. (Vergl. Profil 7 mit 4 und 5, Tafel X.)

Damit fügt sich der einstmals innerhalb der Gesamtalpen so widerspruchsvoll und eigenartig erschienene Bau auch der klassischen Dolomitenregion in unerwartet grossartiger Weise in jeder Hinsicht harmonisch der gesamtalpinen Konzeption von der *Herrschaft der Südnordschübe* ein.

Verfolgen wir die Dinge nun aber auch weiter im Süden, und betrachten wir zu diesem Zwecke nochmals auch die südliche Randscholle der Südalpen, d. h. die *bellunesische Einheit*, vom Standpunkt der Bewegungsrichtungen aus. Wie steht es hier im einzelnen mit den konkreten *Bewegungszeugen*?

Den steilgestellten Südabfall der bellunesischen Hochalpen zum Becken von Belluno, der sowohl im Osten des Piave, gegen Barcis und Maniago, als auch im Westen, vom Querschnitt von Fonzaso gegen Val Sugana hin, in wechselnder Stärke in südliche Überkippung und sogar gegen Süden gerichtete Aufschiebungen übergeht, haben wir bereits erwähnt, ebenso aber auch das durchaus, wenigstens im ganzen Westen, beschränkte Ausmass dieser dinarisch anmutenden Südbewegung. Daneben aber zeigen eine Reihe von klaren Tatsachen, dass es sich bei dieser äusserlichen Südbewegung nur um ein sekundäres Stauphänomen innerhalb der deutlich und klar als ganzes gegen Norden vorgetragenen bellunesischen Hochalpenzone, d. h. um Unterschiebungseffekte an der Nordfront der weiter nach Norden drängenden südbellunesischen Elemente im Streichen der venezianischen Kuppeln und Dome handelt. Die *Zeugnisse für allgemeinen Nordschub* auch der *bellunesischen Einheit* im Westen des Piave seien im folgenden zusammengestellt:

Den asymmetrischen Bau der Kernkuppel von *Recoaro*, mit langanhaltendem flachem und erst zuletzt, am Alpenrand von Schio steil überkipptem Südabfall, und auf jeden Fall – wenn nicht stellenweise sogar überkipptem, so doch wesentlich steilerem Nordwestflügel –, haben wir schon früher erwähnt; er tritt auf Blatt Schio und auch auf den Profilen von *FABIANI* recht deutlich zutage. Desgleichen ist klar der scharfe Nordstoss der Platte der *Sette Comuni*, die am Südrand der *Val Sugana* mit ihrer alten Phyllitbasis das südlichste Randelement der *Cima d'Asta* scharf nordwärts überschiebt und die auch weiter westwärts, gegen die Etsch zu, wenn auch in geringerer Schärfe dasselbe immer noch tut, im Raume des *Becco di Filadonna* und von *Besenello*. Die bellunesischen Randelemente des *Civaròn* und des *Monte Lefre* sind beidseits *Val Sugana* gewaltsam nach Norden gestossen und dabei vor der bellunesischen Hauptfront der *Sette Comuni*-Platte tief in die Molasse der *Val Sugana* hinein gedrückt und im Gefolge dieser Südordstösse sogar noch scharf in dieselbe eingewickelt worden. 3 km weit sind diese bellunesischen Randschollen nordwärts über das Randelement der *Cima d'Asta* hinweggefahren; und zwar ist dies im Grunde genommen das Mindestmass, weil des weiteren eigent-

lich die Überschiebungsbreite der Platte der Sette Comuni über das Miozän im Süden der Armentera-Kette überhaupt nicht bekannt ist. (S. Profil 6, Tafel X.)

In Val Sugana steht somit eine *sehr ansehnliche Bewegung der bellunesischen Einheit gegen Norden* auf alle Fälle sicher.

Aber auch der Bau der bellunesischen Zone im Norden von *Feltre* zeigt ganz grossartige Stauungsscheinungen gegen den Rand der Cima d'Asta hin; Stauungsscheinungen, die keineswegs, wie bisher angenommen, in erster Linie auf ein südliches Vorfahren der genannten Masse gegen die *Feltriner Alpen* zurückgeführt werden dürfen, sondern die gerade umgekehrt als Folge der Anpressung der bellunesischen Randzone gegen diese tridentinische Südfront entstanden sind.



Fig. 35. Die Nordgrenze der Bellunesischen Einheit am Passo di Gòbbera, vom Aufstieg zum Passo Brocòn.

Links des Passes das südlichste Kristallin der Cima d'Asta, rechts die gegen N über dieses Asta-Kristallin hinaufsteigende Trias/Lias-Doggerplatte des Monte Totoga.

Nicht die jüngsten Schichten der bellunesischen Einheit stossen steil unter oder auch nur *an* den Südrand der Cima d'Asta; nicht die Kreide, sondern die ältesten Schichtglieder, d. h. Trias und Lias, und zwar durchgehend, vom Querschnitt von Castel Tésino über den Brocòn und Gòbbera, Primiero und Vallalta bis über Agordo hinaus und an den Piave. Dabei stösst die *bellunesische Nordfront* westlich Primiero an steiler und teils überkippter Schubfläche mit Trias oder Lias an das Asta-Kristallin, sie steigt aber auch, wie etwa südlich des Passes von Gòbbera, *in mässig steilem grossartigem Schichtstoss schief nördlich über den tridentinischen Südrand empor*.

Östlich des Cismòn-Durchbruches zeigt der Antiklinalkern der Pavione/Ramezza-Kette steile Überkippung gegen Norden und weist südlich Primiero die bellunesische Nordfront ihren mächtigen Schichtkopf, ohne irgend welche Anzeichen eines auch nur bescheidenen Untertauchens unter eine gegen Süden drängende Cima d'Asta-Front. Von einem Aufsteigen derselben über die bellunesische Einheit kann auch hier gar keine Rede sein. Im Durchbruch des *Torrente Mis* erkennen wir, wie die zunächst wohl von Süden her gegen das Asta-Kristallin von Gosaldo/Vallalta abfallende bellunesische Triasplatte in gequälter Faltung, mit gegen Nor-

den getriebenen Raibler-Kernen, gegen Norden wieder *steil sich aufbäumt* und unvermittelt über das genannte tridentinische Basiskristallin, zum Teil mit vermittelnden Zwischengliedern, westlich Vallalta mit Werfener und Perm sogar, hin-aufsteigt.

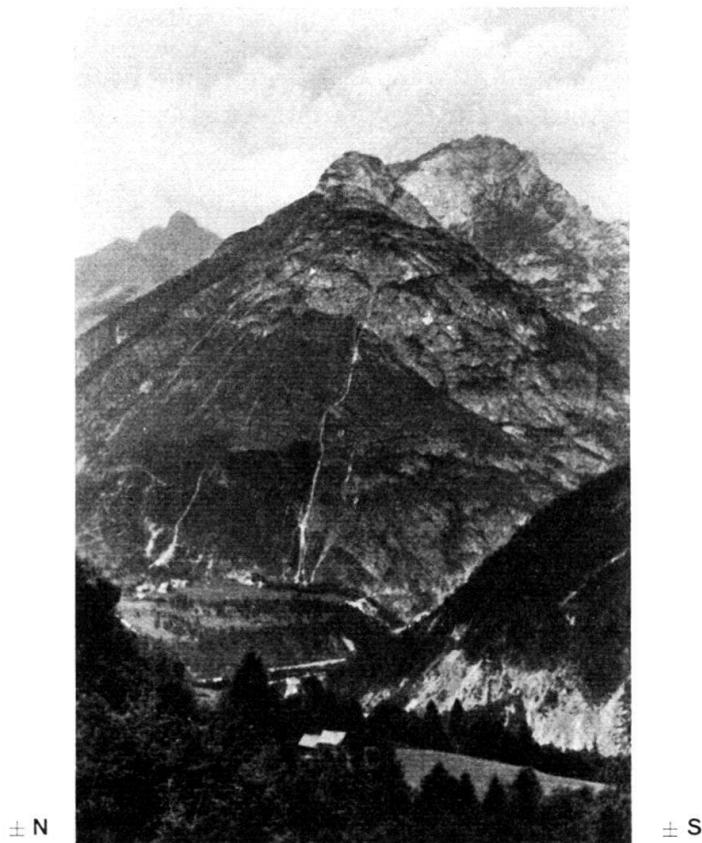


Fig. 36. Der Nordrand der bellunesischen Einheit am Eingang in die Cordevole-Schlucht südlich Agordo, gesehen von Rivamonte.

Im Vordergrund hell die Werfenerbasis der bellunesischen Randzone über dem Kristallin des Aufbruches von Agordo. Links davon Verschwinden der Strasse Agordo–Belluno in die Cordevole-Schlucht, darüber Aufstieg des bellunesischen Hauptdolomites gegen N. Am Gipfel des Berges – Corno Valle – der Lias, rechts des Gipfels bereits Andeutungen der gegen S überkippten Muldenzone von Longarone. Links im Hintergrund der Beginn der Hauptdolomitbrücke über das Ostende des Agordo-Aufbruches.

Und abermals dasselbe Phänomen gegen Norden vordrängender Falten-elemente enthüllt uns der Querschnitt der gewaltigen *Cordevole-Schlucht* im Süden des Beckens von Agordo. Östlich Rivamonte stossen steil südfallende Werfener scharf an den Kristallinaufbruch von Agordo heran, und über denselben drängen die Elemente des Canale di Agordo in durchaus selbständiger, abermals gegen Norden vorgetriebener Platte, mit entsprechenden nordgerichteten Faltenscharnieren, gegen den ostwärts immer mehr niedertauchenden Aufbruch von Agordo vor. Nordwestlich des Corno Valle gegen den Ponte del Cristo hin stösst ein mächtiges Hauptdolomitgewölbe steil gegen Norden vor; nordgerichtete Gewölbescharniere zeigen sich weiter in den genannten Werfener-Schichten westlich davon, und nordschauende Scharniere mit nordwärts steil ansteigenden Scheitelbrüchen

liegen prachtvoll entblösst in der Schlucht des Cordevole zwischen Ponte della Muda und Ponte del Castello. Dass auch südlich der *Forcella Cibiana* das Element der Rocchetta in flachem Schichtkopf gegen den Aufbruch des Cadore und über denselben aufsteigt, wurde bereits erwähnt und endlich erkennen wir unmittelbar westlich des Piave, im Süden der untersten Boiteschlucht bei *Perarolo*, abermals deutlich nordgetriebene Raibler-Kerne im dortigen, in der Höhe des Bergkammes scheinbar stirnenden Rocchetta-Hauptdolomit und generell nördliches Aufsteigen dieser Dolomitplatten gegen den Cadore-Aufbruch hin. In diese Gewölbekernzone gehören wohl auch die von LEONARDI aufgefundenen steilstruierten anisischen Antiklinalkerne im Osten des Piave bei Cidolo.

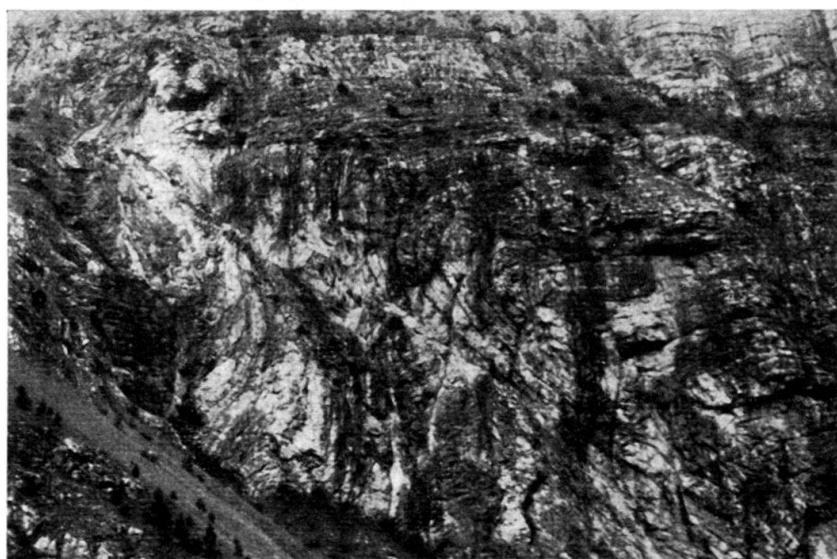


Fig. 37. Nordgetriebene Gewölbbescharniere im Hauptdolomit der Cordevole-Schlucht, zwischen Ponte della Muda und Ponte del Castello.

Man beachte die klaren Scharniere im Hauptdolomit, die deutlich gegen N (links) aufsteigenden Scherflächen und die unter denselben sich zeigenden Schleppungen der tieferen Partien gegen N hin.

Damit aber haben wir auch in der *bellunesischen* Einheit der zentralen Südalpen, *von der Etsch und von Recoaro bis zum Piave*, eine ganz gewaltige *Nordbewegung* der Massen wohl dokumentiert. Wie aber steht es nun des weiteren *im Osten des Piave*, von dessen Oberlauf in die Tagliamento-Täler hinein und vom Belluneser-Becken gegen den friulanischen Alpenrand?

Da ist zunächst der *Grundriss dieser östlichen Südalpen* zu betrachten, dann lösen die Dinge sich rasch und gut. Dabei zeigt sich einmal, dass dieser südalpine Grundriss mit dem Verlauf seiner Leitlinien auch hier weit komplexer ist als bisher angenommen wurde. Nicht nur eine einzige grosse Scharung der tektonischen Elemente der Dolomiten lässt sich erkennen, sondern eine ganz verwickelte Scharungszone. Die Hauptscharung der südlichen Randelemente der tridentinischen Einheit liegt im Kristallinaufbruch westlich Agordo, sie sei die Scharung von Agordo genannt. Die Dolomitenelemente des Pelmo, der Civetta, der Pale di San Martino, der Marmolada- und der Sella-Gruppe scharen sich ostwärts im oberen Fiorentinatal und maximal im Querschnitt Cristallo–Sorapis–Antelao, und die Schollen der nördlicheren Dolomiten samt dem Dolomiten-Nordrand scharen sich mit den genannten südlicheren Elementen und schliesslich mit dem Aufbruch des Cadore erst

im Raume südlich von San Stefano, in grösster Enge sogar erst im Querschnitt des Torrente Frisone westlich der Forcola Lavardet. Die nördlichsten Elemente scharen sich so am weitesten im Osten, die südlichsten am weitesten im Westen.

Die ganze *Scharungszone des Piave-Gebietes* erscheint so irgendwie im Streichen gegen Nordosten immer mehr vorgesleppt, und damit ergibt sich erneut ein grossartiges generelles Norddrängen der südalpinen Scholle auch von Agordo ostwärts in immer verstärkterem Masse. Die Nordbewegung auch dieser östlichen Südalpenscholle steht damit ganz ausser jedem Zweifel, und wir werden auch konkretere Anzeichen für diese Nordbewegung im einzelnen noch kennen lernen. Daneben aber zeigt der südalpine Grundriss hier ein weiteres: Von dieser Scharungszone, die im grossen wie irgendwie gegen die machtvolle zentralalpine Haupt-Achsendepression des Gross-Glockners vorgesleppt erscheint, die aber weiterhin ganz konkret auch durch den Aufstieg der karnischen Kette und der Kuppel des Comelico noch akzentuiert und verschärft wird, lösen sich, teils schon wenig östlich des Cordevole, teils erst am Piave und schliesslich erst östlich desselben, gegen Osten hin immer neue tektonische Elemente ab, die in grossartiger *Virgation* ostwärts, zum Teil sogar südostwärts wieder weit auseinander strahlen. Die östliche Umrahmung des Beckens von Alpago zeigt dieses Auseinanderfallen für das Element des Monte Pelf; von der Scharung von Agordo löst sich das Element der Rocchetta und der Muldenzone von Longarone gegen Osten und schliesslich Südosten von der Hauptachse des Agordo-Aufbruches ab; südöstlich Perarolo irrt die Juramulde des Monte Bregòlida und des Bürlaton von der Achse des Cadore-Aufbruches gegen Osten hin, und im Querschnitt des Passo di Mauria strahlt östlich Lorenzago selbst dieser sonst so enggepresste Aufbruch des Cadore ostwärts weit auseinander, zum Teil sogar deutlich gegen Ostsüdost und Südost. Am Alpenrand endlich zielt die Kuppel von Maniago deutlich südlich der Kuppen am Tagliamento und damit südlich jener von Tarcento vorbei gegen Osten, und im Raume von Tolmezzo erkennen wir ein weiteres Vordringen der südalpinen Elemente gegen Südosten hinab.

Der Sinn aller dieser Ausstrahlungen der grossen Virgationszone im Osten der so mächtigen und ausgesprochenen Scharung des Piave-Gebietes ist durchaus klar. Es ist nichts anderes als der zunächst nur sachte *Beginn des Einschwenkens* der Elemente der östlichen Südalpen *in die dinarische Kettenrichtung*; ein erster zögerner Versuch gewissermassen zur Ablenkung der inneren südalpinen Elemente gegen das dinarische Gebirge und die Adria hin. Die Virgation des gerafften alpinen Gesamtsystems, gegen das pannonicische Zwischengebirge und die am Innenrand desselben weiter gegen Südosten abirrenden Äste der eigentlichen Dinariden, beginnt auf solche Art nicht erst im Osten des Tagliamento, etwa zwischen Görz und Laibach, sondern erste Versuche zu diesem Auseinanderfallen der tektonischen Elemente der Alpen, die allerdings bis zum Tagliamento hin immer wieder durch das Nachrücken des venezianisch-friulanischen Rücklandblockes unterdrückt worden sind, liegen bereits im eben namhaft gemachten Abirren der verschiedenen Elemente der östlichen Südalpen schon vom Cordevole an, und dann vor allem vom Piave gegen Osten vor. Und in dieselbe Linie fallen das Auftauchen der karnischen Einheit und das Anschwellen des Drau-Zuges vom Quellgebiet des Piave und der Drau gegen Osten hin. Ist es solcherart angesichts dieser deutlichen Sachlage ein Wunder, dass gerade dieser Abschnitt der östlichen Südalpen, gewissermassen als ein erster dinarischer Versuchsabschnitt, erhöhte Anpassung auch an die generelle dinarische Schubrichtung gegen die Adria hin zeigt? Dass die bellunesischen Hochalpen mit der Zone des Monte Pelf östlich des Beckens von Alpago mehr und mehr die Randzone der venezianischen Dome gegen Süden hin überstossen, oder dass die Triasmasse im Süden des oberen Tagliamento die Juramulde des Bürlaton

scharf südwärts überfährt oder schliesslich im Norden des Tagliamento die südlichen Virgationsäste des Aufbruches des Cadore gegen Osten hin immer kräftiger gegen Süden über die Einheit des Tagliamento vordringen? Das alles sind *erstmalige Anpassungen* an den *adriatisch vorgestossenen* benachbarten Bau der *wirklichen Dinariden*. (Vergl. dazu Tafel IX.)

Dass aber trotzdem die grosse primäre Hauptbewegung der südalpinen Scholle auch hier im Osten noch ganz klar gegen Norden gerichtet war, genau wie im südalpinen Zentralabschnitt der Dolomiten und in den westlichen Südalpen, das zeigen eine ganze Reihe gerade in diesem Abschnitt um so kostbarerer Zeugen für einwandfreien *Südnordschub* auch *im Osten des Piave-Querschnittes*. Diese Zeugnisse bestehen im wesentlichen etwa in folgendem:

Im Norden stösst der Aussenrand der *Sextener Dolomiten* scharf gegen Nordosten auf die kristalline Kuppel des Comelico hin, als das Ostsegment des grossen, generell gegen das Pustertal vorgetriebenen Bogens der Dolomiten-Nordfront. Die zwischen Cortina und den Marmarole so deutlich gegen Norden vorgestossene Scholle der Sorapis setzt östlich des Piave in die Dolomiten im Süden von San Stefano, und zwar auch hier, wie westlich Lozzo, längs einer schwach südüberkippten Gewölbezone der östlichen Fortsetzung der hier nun allerdings stark ausgedünnten Antelao-Platte angeschoben. Die Fortsetzung der Sextener Dolomiten mit ihren grossen Massen von Schlerndolomit ist in der Rinaldo-Gruppe im Norden von *Sappàda* zu erblicken, die, genau wie die Cristallo-Scholle im Raume von Cortina-Tre Croci mit der Scholle der Sorapis, auch hier durch eine relativ einfach gebaute Gewölbezone mit den eigentlichen Sappàda-Dolomiten im Süden von Sappàda verknüpft sind. Dabei ist die Nordfront dieser östlichen tridentinischen Elemente über die Kuppel von San Stefano deutlich nordwärts vorgescherzt und samt derselben auch nordwärts an die steilversenkte Muldenzone der Crode di Longerin und deren östliche Fortsetzung angepresst, im Raume von Forni Avoltri dieser nördlichen Trias-Scholle sogar auf beträchtliche Breite überschoben. Das ist der Aufschub der Dolomiten-Nordfront auf das karnische Element, der sich nun weiter durch die ganzen östlichen Südalpen, besonders im *Fellatal* und an der Nordfront des Manhart bis in das nördliche Krainer-Becken klar dokumentiert, auf eine Länge von über 120 km im Streichen. (S. Tafel IX und Profil 2 und 3, Tafel X.)

Der Aufschub der tridentinischen Front, d. h. der östlichen Fortsetzung der Dolomiten-Nordfront auf die karnische Einheit der östlichen Südalpen, stets gegen Norden gerichtet und zum Teil durch beträchtliche Faziesdifferenzen beidseits der Schubfläche weiter ausgezeichnet, ist ein erstes grossartiges Zeugnis für die Herrschaft der Nordbewegungen auch in diesem östlichen Südalpensektor. Die *Nordfront der Julischen Alpen* ist eine Schubfront erster Ordnung, und das karnische Nordelement des südalpinen Baues sinkt durchwegs, vom Comelico bis in die Krain, unter diese tridentinisch-julische Stirnzone ein; von irgendeinem Anzeichen einer Überwältigung der julischen Triasplatte durch das karnische Element ist nirgends, bis an den Südrand der Steiner Alpen heran, auch nur eine Spur zu sehen, sondern die julisch-tridentinische Front überfährt in klassischen Profilen bis dorthin stets das meist steil südwärts unter diese Front eintauchende karnische Element.

Anzeichen für Bewegung gegen Norden finden sich aber auch innerhalb und sogar noch am Südrand der tridentinischen Einheit im Osten des oberen Piave. Da ist der generell nordwärts getriebene Bau der südlichen *Sappàda-Dolomiten*, mit dem scheinbar asymmetrischen Bau des Gewölbes von Sappàda selber, da ist das Abschneiden der „normalen“ Basis der nördlichen Sappàda-Dolomiten durch das Sappàda-Kerngewölbe, d. h. die normale Basis der südlichen Sappàda-Dolomiten im Raume von Ronco del Topo oberhalb San Pietro di Cadore; da ist der

Bau des Monte Tuglia oberhalb Forni Avoltri oder der Aufschub des Monte Pléros über denselben, und da ist schliesslich auch das durchaus eindeutige Verhalten der östlichen Fortsetzung des Cadore-Aufbruches im Osten von Lorenzago, dem Südfuss der Sappàda-Dolomiten entlang. Dort sticht, vom *Passo di Lavardet* bis gegen Comeglians im Canale di Gorto, auf eine Länge von rund 20 km im Streichen immer wieder klar dokumentiert, die Perm/Werfener-Basis der südlichen Sappàda-Dolomiten nicht etwa einfach unter dem Dolomitgebirge steil südwärts empor, um sich über die südlich folgenden Elemente hinweg- oder auch nur aufzuschieben, sondern die genannte Perm/Werfener-Basis steigt am ganzen Südfuss der Sappàda-Dolomiten, nicht überall, aber immer wieder, in steiler Schichtplatte auch *über* den Schlerndolomit derselben hinauf. Die südlichen Sappàda-Dolomiten bilden somit

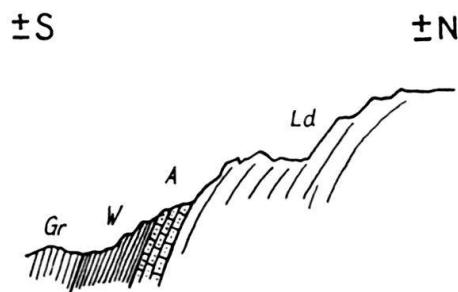


Fig. 38. Der Südabfall der Sappàda-Dolomiten nördlich des Passo di Lavardet.

<i>Gr</i> = Grödner,	<i>A</i> = Anisischer Muschelkalk,
<i>W</i> = Werfener,	<i>Ld</i> = Ladin, Schlerndolomit.

Man beachte den klaren Versuch einer Überwältigung der Sappàda-Dolomiten durch die Perm-Serie des östlichen Cadore-Aufbruches des Passo di Lavardet.

hier über grosse Strecken eine von ihrer alten Basis im Süden steil angefahrenen, deutlich *nordwärts überkippte grosse Mulde*, von in sich weiter komplexem Bau, und die östliche Fortsetzung des Cadore-Aufbruches von Lorenzago stösst auf solche Weise mit seiner Perm/Werfener-Umhüllung steil *nordwärts gegen diese Sappàda-Dolomiten* empor. Was dieser Aufbruch des Cadore westlich des Piave, wo er stets nordwärts unter die tridentinischen Dolomitgebirge des Cadore eintauchte, nie auch nur andeutungsweise zu unternehmen sich vermass, nämlich einen regelrechten *Eigenvorstoss gegen die Dolomiten* hin, das tut er jetzt im Süden der Sappàda-Dolomiten, wo er in ganz direktem Angriff dieselben gegen Norden hin vor sich her stösst. Das ist aber seinerseits nur möglich, weil, trotz des Ausspringens der einzelnen Schollen der östlichen Südalpen gegen Süden hin, von der Überschiebung von Ampezzo und den südwärts vorstossenden Schollen der Tagliamento-Einheit bis zur Überwältigung der venezianischen Randdome, eben doch *der ganze Block der östlichen Südalpen* hinter dieser *Angriffsfront* der östlichen Zone von Lorenzago generell *nach Norden* vorgerückt ist. Genau wie auch die Gliederung der südalpinen Scharungszone im Gebiete zwischen Cordevole und Piave dies verlangt. Dass im übrigen auch im oberen *Tagliamento-Tal* diese inneren südalpinen Elemente immer noch deutliche Anzeichen auch von generellem Nordschub aufweisen, zeigen das nach Norden aufsteigende Gebirge im Süden des *Passo di Mauria*, nordgetriebene Gewölbezonen östlich davon, etwa im Norden von Ropa, die Aufschiebung der Raibler-Zone am *Passo della Morte* östlich San Lorenzo, oder die nordwärts aufsteigenden Schollen nordöstlich Ampezzo. Dass aber solche Nordbewegungen auch noch weithin im Osten, d. h. *im Süden der Fella-Linie*, in der

Umgebung von Raibl und schliesslich den westlichen *Julischen Alpen* eine grosse Bedeutung erlangen, das zeigen u. a. die berühmten „Blätter“ von Raibl und Val Bruna, an denen die südlichen Gebirgsteile steil über die nördlichen aufgeschoben erscheinen, oder an der Wasserscheide zum Save-Gebiet der prachtvoll nach Norden getriebene Bau des *Manhart*. (S. Profil 2 und 3, Tafel X.)

So weist auch im Querschnitt gerade des Tagliamento, trotz vielfach in Erscheinung tretender prachtvoller Zeugen für erstmals stärkere dinarische Südbewegung in diesem Abschnitte, doch der *Gesamtquerschnitt* nur allzu deutlich daraufhin, dass *auch hier im Osten* der *primäre Schub* doch derselbe war wie weiter im Westen, d. h. von *Süden gegen Norden* gerichtet. Und damit werden *alle südgerichteten Schuppungen* auch dieses *östlichen Südalphensektors* ganz klar zu reinen *Rückfaltungselementen*, ausgelöst durch vermehrten Zusammenschub zwischen den ostwärts immer weiter nördlich vordringenden venezianischen Randdomen und der karnischen Kette, und vor dem Gesamtalpenblock schliesslich frei sich entfaltend gegen das tiefliegende Rückland der venetisch/friulanischen Ebene hin. Diese *Rückfaltungstendenzen verstärken sich gegen Osten* immer mehr und finden schliesslich im *Vormarsch der julischen Scholle gegen Süden* und weiterhin dann im „*Vorschub*“ der eigentlichen *Dinariden* gegen die *Adria* ihren klassischen Ausdruck. *Die primäre Hauptbewegung ging aber auch in diesen östlichen Südalen mit jeder wünschenswerten Deutlichkeit ganz klar vom padanisch-friulanischen Rückland gegen die Zentralalpen hin.* Dass schliesslich auch der alpine Bau der karnischen Kette und der Karawanken deutlich auf Schub gegen Norden hin weist – wie seit den klassischen Untersuchungen FRIEDRICH TELLERS alle neueren Profile samt den Befunden beim Bau des Karawanken-Tunnels dies dartun –, und endlich auch das Element der eigentlichen karnischen Kette selber, samt dessen Basis im Gail-Kristallin, nordwärts dem Drau-Zug an- und aufgeschoben ist, rundet unser Bewegungsbild der östlichen Südalen nur abermals in willkommener Weise ab.

Damit aber haben wir nun, vom Langensee bis an den Tagliamento und die Quellen der Sau, dem *Bewegungssinn in den Südalen* nachgespürt. Derselbe ist eindeutig: *der primäre Schub ging auch hier*, genau wie in den eigentlichen Alpen, *stets von der Po-Ebene aus gegen das „alpine Vorland“ hin. Rückfalten nach „dinarischem“ Sinne sind wohl vorhanden, treten aber an Bedeutung gegenüber den früher geäusserten Ansichten über den Bau der Südalen sehr zurück.* Südalpine Decken in „*dinarischem*“ Sinne, d. h. mit beträchtlichem Vorschub gegen den Alpenrand der Lombardei oder Veneziens existieren, bis an den oberen Tagliamento hinüber, keine. Dafür aber um so kräftiger in Erscheinung tretende Nordbewegungen, die an der Beugung der Judikarien zur Hauptsache gegen Nordwest abgelenkt erscheinen.

Der gewaltigste Zeuge für den *Nordmarsch der südalpinen Scholle* aber bleibt das schon 1915 als solches erkannte *Vordrängen der südalpinen Front gegen den Brenner*, an dessen Flanke infolge Zerrungs- und Schleppungsscheinungen es zu den kräftigsten Rückschiebungen der westlichen Südalen gegen das Rückland kam. Aber nirgends überfährt, bis an den oberen Tagliamento und in die Carnia, ein solches „*dinarisches*“ Element in Form einer grösseren Decke oder auch nur Scholle die primär interneren Elemente über grössere Breiten, mit Ausnahme der Grigna, die aber gleichfalls nur auf knapp 4 km Breite rückgefaltet erscheint. Dafür erscheinen *nordgetriebene Schollen* in der Presolana und in weit vermehrtem Masse als früher angenommen im klassischen Land der Dolomiten, aber auch in der nördlichen Carnia, im Fellatal, in den nördlichen Julischen Alpen und schliesslich im luganesischen Westen der mächtige Vorstoss der Generoso-Scholle, zu der im

Grunde genommen ja auch die Grigna nur als frontales Element gehört. Und diese Nordbewegungen sind keineswegs nur etwa auf die nördlicheren Teilelemente der Südalpen beschränkt, sondern sie finden sich, wie wir gesehen haben, bis hinein in die bellunesische Randzone. Und wo der grosse Porphyrschild von Bozen im Osten der rätischen Beugung so unvermittelt scharf nach Norden vordringt, da erkennen wir dieselben „Nordbewegungen“, nur hier den Umrissen des Bozener-Blockes angepasst und gegen Nordwesten, lokal sogar gegen Westen abgelenkt, in den prachtvollen Schollen der Brenta-Gruppe wieder.

So zeigen die Südalpen heute nach allem, was wir nunmehr von diesem herrlichen Gebirgsland wissen, im Prinzip durchaus denselben Bewegungssinn wie die übrigen Alpen. Die Südalpen gehören damit effektiv, wie ja eigentlich zu erwarten war und auch immer wieder verfochten wurde, als ein integrierender Bestandteil von grösster Bedeutung zu den Alpen selber und teilen in allem, in der Entwicklung ihrer Sedimentreihen, in der Entstehung ihrer Strukturen und dem Werden des heutigen Gebirges deren grossartige Geschichte. Und wenn wir uns heute fragen, ob damit nun wirklich eigentlich „dinarische“ Elemente in den konkreten Alpenbau einziehen und mit demselben zu einem harmonischen Ganzen sich verbinden, so ist diese Frage wohl ohne weiteres zu bejahen. Denn es scheint kaum möglich, zwischen Triest und Laibach, oder zwischen Görz und Tagliamento-Durchbruch die südalpinen Elemente von den „dinarischen“ wirklich zu trennen, geschweige denn die beidseitigen Sedimentationsräume. Sekundäre Störungszonen sind wohl vorhanden – im Sinne querer Stauchungen und Knickungen etwa –, entstanden durch den lange anhaltenden und immer wieder neu einsetzenden Vorstoss des Dinaridenblockes gegen die östlichen Südalpen; Dinge, auf die in aller Eindringlichkeit ja KOSSMAT vor Jahren schon hingewiesen hat. Aber dass ein grosser Teil der südalpinen Einheiten, vor allem sicher die Zone der venezianischen Dome und die julische Aussenzone, die gegen Westen zum mindesten sich erweitert bis Pieve di Cadore und Lorenzago hinauf, auch heute noch in die eigentlichen Norddinariden hinabzieht, an den Golf von Fiume und weiter dem Schubrand des Velebit entlang, darüber kann bestimmt gar kein Zweifel bestehen. (S. Tafel IX.)

Im einzelnen lassen die Arbeiten von KOSSMAT und WINKLER in erster Linie etwa folgende Zusammenhänge im südalpin-dinarischen Grenzgebiet östlich der friulanischen Ebene, d. h. zwischen Triest, Laibach und dem Südrand der Julischen Alpen erkennen:

Vom Tagliamento her ziehen die venezianischen Dome der friulanischen Randzone des Gebirges über den klassischen Aufbruch des Matajur-Monte Mia-Gewölbes vielleicht, aber durchaus nicht sicher, in das breite Trias/Jura/Kreide-Gewölbeland des Ternowaner Waldes. Es ist aber nach den bestehenden Karten, auch nach Blatt Tolmino der Tre Venezie, durchaus möglich, dass die genannte Gewölbezone des Matajur nur in den Westrand der Ternowaner-Einheit hineinstreicht und diese letztere bereits ein etwas interneres Element darstellt. Einerseits könnte es sich im Ternowaner Wald um eine etwas internere Zone der südbellunesischen Kuppen handeln, wobei allerdings zu beachten ist, dass bereits der Matajur-Aufbruch wahrscheinlich im grossen dem Element des Bosco del Cansiglio entspricht, d. h. dem im Querschnitt von Belluno bereits innersten südbellunesischen Kuppelement. Aber es könnte sich prinzipiell hier sehr wohl um ein Wiedereinsetzen oder um östliche Analoga der Kuppel des Monte Grappa handeln. Die Frage bleibt auf jeden Fall nach den bestehenden Aufnahmen noch durchaus offen.

Andererseits erscheint, auch nach WINKLER, Blatt TOLMINO und KOSSMAT, die Ternovaner-Scholle in der geraden, aber mächtig erweiterten Fortsetzung des Kôlovrat und damit des Stol-Zuges, d. h. eines besonderen Aussenelementes der

innervenezianischen Zone des Tagliamentogebietes, und zieht gerade WINKLER auch eine internere Herkunft der Ternovaner-Scholle aus dem südlichen Randgebiet seiner *julischen Aussenzone* im Raume des Blègås-Fensters in Betracht. Es scheint somit möglich, in der komplexen Schollenregion zwischen Ternovaner Wald und Sairacher Berg eine tiefere Abspaltung der julischen Aussenzone und damit unserer südalpinen Tagliamento-Einheit zu sehen. Weiter ist denkbar, dass überhaupt nur der innere Teil der Ternovaner-Scholle, d. h. der im NE der Störung von Idria gelegene, dem Stol-Zug und damit dem Südrand unserer Tagliamento-Einheit entspricht; aber schliesslich liegen die Dinge wohl so, dass eben hier, ähnlich wie im Querschnitt des Piave die südbellunesischen Kuppen und die eigentlichen Belluneser Hochalpen miteinander solidarisch sind, auch die Zone der friulanischen Dome mit den äusseren Teilen der bellunesischen Aussenzone der Julischen Alpen näher zusammenhängt.

Gesichert ist des weiteren, nach WINKLER und KOSSMAT, der Aufschub der *Bischoflacker-Scholle* über das Ostende der julischen Aussenzone und deren alte Basis im Raume östlich des Blègås-Fensters, in analoger Stellung zur julischen Aussenzone wie knapp 4 km weiter nördlich die Grauwacken-Zone von Eisnern, die als alte *Basis der Julischen Alpen*, d. h. der südlichen Dolomitenfront, gewissermassen als ein östliches Äquivalent der Cima d'Asta zu gelten hätte. Die Faltenzüge zwischen Pölland und Ober-Laibach erscheinen an der Basis dieser Bischoflacker-Scholle und damit in der Position der julischen Aussenzone, während die grosse julische Südfront ihrerseits in scharfer Knickung östlich davon längs dem Westrand der Bischoflacker-Scholle und über die den Pöllander-Zügen aufgelagerten Schollenreste dem westlichen Laibacher Moor zustrebt. Es ist ferner möglich, dass die alte Basis der julischen Aussenzone an der Störung östlich des Sairacher Berges gegenüber den Pöllander-Falten an einem steilen Bruch hochgeschaltet ist, und dass dann effektiv wenigstens der Ostteil der Ternovaner-Scholle im Nordosten der Störung von Idria wirklich als ein Element der julischen Aussenzone aufgefasst werden muss.

In jedem Falle aber ziehen im Raume zwischen Görz und Laibach die verschiedenen tektonischen Elemente des südalpinen Tagliamento-Querschnittes, von der Zone der Tarcento- und Matajur-Kuppel über den Stol-Zug und die julische Aussenzone bis in die julische Hauptmasse der tridentinischen Einheit hinauf, in klar dinarischer Richtung gegen SE hinab in die dinarischen Ketten. Die erstgenannten Elemente ohne jede Spezialkomplikation, die julische Aussenzone und der Außenrand der julischen Hauptscholle aber mit grossartigen Knickungen. Die julische Aussenzone schwenkt dabei als das Äquivalent der Tagliamento-Einheit der östlichen Südalpen zum mindesten gegen Oberlaibach hinab, die tridentinische Südfront als der Innenrand der julischen Hauptscholle aber erreicht das Laibacher Moor nur wenig östlich davon. (S. Tafel IX.)

Im *Becken von Laibach* aber entwickelt sich die grosse alpin-dinarische Virgation nur folgerichtig weiter: Ein Teil dieser südlichen Dolomitenelemente der julischen Scholle streicht längs dem Karbonaufbruch von Littai und über das Wacher Gebirge vorwärts gegen Osten und erreicht beispielsweise die Drau schon im Süden des Ivansčica-Gebirges, ein anderer Teil dieser östlichen Dolomitenscholle aber zieht, wie die so ausgezeichnet dinarisch gerichteten Strukturen am Südrand des Laibacher-Karbons, ja sogar südlich Laibach selber nur zu deutlich zeigen, in südöstlicher Richtung weiter, über Auersberg, Reifnitz und den Heilgeist-Berg in die inneren Zonen der eigentlichen Dinariden hinab.

So schwenken also nicht nur die Elemente der friulanischen Randzone in Form der Dome und das Gewölbesystem der Euganeen im Triestiner-Karst in die adria-

*tische Aussenzone der wirklichen dinarischen Ketten ein, sondern auch die ganze venezianische Innenzone der Belluneser und Feltriner Alpen und sogar der Südteil der eigentlichen Dolomiteneinheit treten, schon nördlich des Laibacher Moores, in den dinarischen Bau ein. Nur die Nordfront der tridentinischen Masse und das gesamte karnische Element streichen östlich des Krainer-Beckens in die südpannonische Ebene hinaus. Das aber heisst klipp und klar, dass zum allermindesten die Hälfte des südalpinen Querschnittes von Belluno etwa, im Querschnitt zwischen Passo di Mauria und San Stefano di Cadore, wo die Einheit des Tagliamento als gewaltige Erweiterung der julischen Aussenzone bis auf knapp 7 km überhaupt an den Nordrand der Dolomiten hinaufreicht, sogar die grosse Hauptmasse der südlichen Kalkalpen ganz zweifelsfrei ein wirklich dinarisches Element darstellt.* (S. Tafel IX.)

Eine prinzipielle Grenzlinie zwischen Alpen und Dinariden aber beispielsweise an der Südgrenze der Cima d'Asta oder der Dolomiten-Scholle des Cadore und des Cordevole zu ziehen, oder gar durch den Monte Baldo oder in den oberen Tagliamento-Tälern, das wird wohl niemand als möglich und tunlich erachten. Denn *die südalpinen Elemente der bellunesischen und der tridentinischen Einheit hangen unter sich*, wie nunmehr vielfach dargelegt, *auf das allerengste, nach ihrer Faziesentwicklung ohne jeden Zweifel, aber auch gemäss ihrem Bau zusammen*, indem eben vielfach über grössere Strecken *die tektonischen Abgrenzungen verschwimmen* und die Einzellemente sich ablösen; aber dasselbe ist im Grunde auch der Fall in den Beziehungen zwischen den nördlicheren Elementen der Südalpen, die in die südliche pannonische Masse hinausziehen – das sind die erweiterten Äquivalente der nördlichen Dolomiten-Scholle und das gleichfalls an Breite gewinnende karnische Element – und den zu den dinarischen Zügen allmählich abirrenden inneren Teilen der Dinariden im Osten der Adria. *Südpannonische und dinarische Elemente scharen sich einfach zusammen zum komplexen Bau der Südalpen*, und es wird ein eitler Streit um Worte, ob wir die sogenannten „pannonischen“ Elemente im Bau der Südalpen nicht ebenfalls noch zum dinarischen Block zu rechnen haben oder ob wir *die dinarischen Elemente* ihrerseits einfach als *etwas internere Randzüge des pannonischen Systems* betrachten sollen. Im übrigen sind eben schon die sogenannten „pannonischen Glieder“ der Südalpen eigentlich nur pannonische Randelemente, genau wie die weiter südwärts anschliessenden dinarischen Züge auch. Als solche gehören auch sie im Grunde bereits zum dinarischen Bezirk, denn sie bilden einen wesentlichen *Bestandteil des grossen wenn auch in sich heterogenen Sedimentationsstroges im Süden der zentralen pannonischen Schwellenzone*, die ja, gegen Westen stets schmäler werdend, in die grosse Tiroliden-Scholle der Ostalpen und durch dieselbe gegen die südliche Randschwelle der heutigen Breccien-Decke, mit einzelnen Virgationsästen vielleicht auch noch in das luganesische Teilstück der nördlichsten Südalpen abirrend, fortläuft. *Die südalpinen Ablagerungsräume sind damit in ihrer Gesamtheit, genau wie die dinarischen, von den nordalpinen Sedimentationströgen durch die wohlbekannte zentralalpine Schwelle auf dem Rücken der pannonischen Masse resp. der tiroliden Zentralzone der Ostalpen als einem wesentlichen Zwischengebirgselement von fundamentaler Bedeutung getrennt.* Südalpen und Dinariden gehören ohne weiteres demselben, ostwärts sich immer mehr verbreiternden und differenzierenden *Sedimentationstroge* an, sie gehen auch räumlich – wenn auch zugegebenermassen zum Teil mittelst einer ausgesprochenen, heute leider hinter dem „eisernen Vorhang“ liegenden Knickzone –, seitlich ineinander über, und so bilden die Südalpen ganz offensichtlich einen wirklichen und wichtigen Teil des Dinaridenraumes innerhalb des alpinen Gesamtorogens. Nur geht eben hier, im grossen Scharungsgebiet aller osteuropäischen Ketten im alpinen Raum, die Bewegung der Massen durchwegs vom padanischen Rückland gegen Norden, auf das mitteleuropäische Vorland hin, während es

im Osten, nach der Aufspaltung der alpinen Scharung durch das pannonische Zwischengebirge, in den dinarischen Ketten im Osten der Adria zu wirklichen, gegen das adriatische Rückland hin gerichteten Rückschüben und schliesslich sogar zur Ausbildung regelrechter gegen die Adria vorgestossener dinarischer Decken kam. *Den Beginn dieses dinarischen Deckenbaues aber erleben wir bereits in den östlichsten Südalpen, im Raume der unteren Carnia, bei Tolmezzo und am Südrand der Julischen Alpen.* (S. Tafel IX und Profil 1, 2, 3, Tafel X.)

Ich vertrete damit nach wie vor die Auffassung, dass tektonisch *die Südalpen*, zum allermindesten deren Hauptmasse bis hinüber an den Gardasee und gegen Brescia, *eine ganz direkte westliche Fortsetzung der eigentlichen Dinaridenzone darstellen* und halte des weiteren die Annahme für zutreffend, dass *in fazieller Beziehung sogar der ganze Südalpenraum bis an den Drau-Zug heran und bis hinüber nach Lugano, weil südlich der eigentlichen pannonischen Masse liegend, zum Dinaridenbezirk zu zählen sei.*

Eine Frage ist hier vielleicht noch einmal, da sie in den letzten Jahren oft als bereits gelöst betrachtet und damit als weiterhin unnötig empfunden worden ist, nach den nunmehr vorliegenden Ergebnissen über den Bau der Südalpen erneut zu prüfen: das ist die Frage des tektonischen Zusammenhangs der südalpinen Frontelemente mit den obersten ostalpinen Decken. Wie steht es ganz konkret mit diesem *Zusammenhang zwischen oberostalpinen und südalpinen*, d. h. – nach dem eben Auseinandergesetzten – immer noch *dinarischen Elementen*, und wohin stellen sich weiter die grossen junalpinen Intrusivkörper des südalpinen Raumes, vom Adamello bis ins Pustertal?

#### **4. Die Stellung der Silvretta-Decke zu den Südalpen und der Standort der junalpinen Intrusivkörper Südtirols.**

Die vorstehend durchgeföhrte neue tektonische Analyse der Südalpen weist recht klar den Weg zu besserem Verstehen und auch zur Überbrückung der vielfach masslos übertriebenen Gegensätze zwischen den verschiedenen, oft nur allzu geschäftig vertretenen Auffassungen. West-, Zentral- und Ostsektor der Südalpen verhalten sich hier wesentlich verschieden: denn im zentralen Sektor Südtirols tritt, wie nunmehr klar erkannt worden ist, ein primär weit interneres Element der Südalpen an die austride Wurzelzone heran als im Westen und im Osten. Bergamaskischer und karnischer Sektor verhalten sich somit gegenüber dem Innenabfall der ostalpinen Wurzeln der Zentralalpen ganz wesentlich anders als der tridentinische.

In den *westlichen Südalpen* grenzt der Zug der insubrisch-bergamaskischen Antiklinale als eigentliches Frontelement der bergamaskischen Gesamteinheit an die Sedimentzone im normalen Hangenden des *Seengebirges* und des *orobischen Kristallins*, d. h. des Salvatore-Zuges und der orobischen Mulden, und dies vom Varesotto durch das Liganese und über den Comersee bis in die Bergamasker Berge und längs der Gallinera-Linie sogar bis in den Adamello hinein, d. h. auf an die 150 km Länge. Seengebirge und orobische Kette können aber auch heute immer wieder als nichts anderes betrachtet werden denn als die kristallinen Wurzel der *oberostalpinen Decke* der östlichen und zentralen Schweizer Alpen: es sind ganz einfach die rückwärtigen Teile des Silvretta- und des Ötztaler-Kristallins, oder wenn man lieber will, was zwar an sich nicht zutrifft, der „Ursprungsort“ dieser Massen. Die hintersten bekannten Teile einer Schubmasse aber nennen wir im alpinen Sprachgebrauch die Wurzelzone derselben; das ist eben der Ort, wo die be-

treffende Schubmasse einst in der Tiefe wurzelte oder, je nach dem Ausmass des stattgehabten Abtrages auch heute noch wurzelt; jene Zone, aus welcher diese Schubmasse langsam, durch stets weiter wirkenden Vorschub derselben, gewissermassen *wie aus einer Wurzel herausgewachsen* ist, und wo diese Schubmasse nicht mehr absolut ortsfremd anderen Elementen des Gebirges über mehr oder weniger grosse Areale an flacher Schubbahn aufgeschoben liegt. Wir dürfen den Ausdruck Wurzel eben nicht nur, wie vielfach durchaus fälschlich und in völliger Missachtung der ganzen neueren Entwicklung der modernen Deckenlehre ganz einseitig – bloss gemäss den allerersten Erkenntnissen LUGEONS und HEIMS angenommen wird –, auf die Wurzelgebiete eigentlicher Deckfalten oder Überfaltungsdecken beschränken, so wenig wir heutzutage nach alpinem Sprachgebrauch etwa die Bezeichnung „Decke“ nur für Überfaltungsdecken gebrauchen, sondern wie bekannt, in ebenso hohem, ja wenn nicht sogar weit höherem Masse auch für die grossen, *längs listrischen Flächen* als alten Längsbrüchen vorgeschobenen grossen *Hauptschubmassen* der Gebirge. Der grösste Teil der alpinen Decken besteht ja aus solchen Decken der zweiten Art, was allerdings in gar keiner Weise sagen will, dass dieselben auch wirklich zweiten Ranges seien; denn sie spielen nach der gesamten neueren Erkenntnis des Alpenbaues durchwegs und effektiv die grösste Rolle und sind auch kubaturmässig den blossen Deckfalten, der westlichen helvetischen Alpen etwa, weit überlegen. Wir bezeichnen so nach der ganzen historischen Entwicklung der alpin-tektonischen Erkenntnis innert der letzten 40 Jahre auch die rückwärtigsten Teile einer solchen Schubmasse, wie der Silvretta etwa, als die Wurzel derselben und haben in diesem Sinne effektiv *das orobisch-luganesische Kristallingebirge* auch heute noch und immer wieder als den *kristallinen Wurzelkern der Silvretta-Decke* im weiteren Sinne zu betrachten. Auf diesen Zusammenhang ist schon im zweiten Kapitel dieser Arbeit mit einer grossen Menge von Argumenten hingewiesen worden, ich brauche deshalb hier nicht noch einmal mehr näher auf diese Dinge einzutreten.

Hingegen ist auf die wichtige Frage der tatsächlichen *Stellung der Ivrea-Zone und des Canavese* hier nochmals in aller Kürze zurückzukommen. Gibt es, trotz der offensichtlich bestehenden, ja oft direkt krassen Faziesdifferenzen zwischen Jorio-Zug und Centovalli, auf die bereits eingangs hingewiesen worden ist, und trotz dem durchaus penninischen Grad der Metamorphose in den Sedimentzügen des Centovalli und des Ossola, nicht gleichwohl am Ende eine Möglichkeit, entsprechend dem vom Tessin weg südwestwärts durchwegs beobachtbaren Fehlen einer sicheren Fortsetzung der Jorio-Linie zwischen Ivrea-Zone und Seengebirge, diese grosse und tiefgreifende Jorio/Tonale-Linie doch in den Nordwestrand der Ivrea-Zone fortsetzen zu lassen und auf diese Weise die *Ivrea-Zone mit dem Seengebirge zusammen*, durchaus im Sinne der italienischen Geologen, nur als *eine einzige alpine Einheit* zu betrachten? Aber nicht als eine Einheit des „dinarischen Sockels“, wie ARGAND einst, etwa auf seiner Karte der Westalpen, sich dies vorstellte, oder, zum Teil in anderen Spielarten, NOVARESE oder SPITZ oder CORNELIUS oder LUGEON und HENNY, sondern als die Einheit einer grossartig erweiterten *Silvretta-Wurzel*, oder vielmehr als die konkrete Kristallinwurzel der Breccien-Decke der Préalpes romandes und des Chablais. Nach den in den letzten Jahren in der Bernina-Gruppe, zwischen dem Oberengadin und dem Veltlin und neuerdings auch im Verlaufe der vorliegenden Untersuchungen in den Südalpen gemachten Erfahrungen, erachte ich diese Frage heute zum mindesten einer näheren Diskussion durchaus wert. Dabei scheinen mir folgende Gesichtspunkte von grösster Bedeutung:

*Wenn die Ivrea-Zone, zusammen mit dem Seengebirge, effektiv zur Silvretta-Wurzel gehören würde, als deren mächtige Nordwest-Zone, so müsste diese Silvretta-*

Wurzel über weiteste Strecken, zum mindesten zwischen Locarno und der oberen Strona, d. h. über weit mehr als 50 km Längserstreckung, mit aller Bestimmtheit aber im ganzen Centovalli, im Prinzip direkt und *ganz unmittelbar an die metamorphen südpenninischen Sedimentzüge der östlichen Sesia-Zone* stossen, unter *vollständiger Unterdrückung jedes auch nur bescheidensten grisoniden Wurzelrestes*. Aber diese Silvretta-Wurzel könnte hier ja sehr wohl *in einer relativ späten Schubphase*, in durchaus ähnlicher Art wie im alpinen Osten der Porphyrkopf von Bozen die Silvretta-Wurzel zu überfahren scheint, *die grisoniden Wurzeln überhaupt vollständig überschritten und schliesslich total zugedeckt haben*, wobei allerdings die *Nordfront der Ivrea-Zone und des Seengebirges*, in diesem Falle *die Jorio-Linie*, im Tessin *diese Wurzel irgendwie schief überschneiden* müsste. Denn östlich des Tessins sind diese grisoniden Wurzeln, und zwar schon von Bellinzona an und dann besonders im Veltlin, ganz ohne jeden Zweifel, zum Teil sogar – und das ist von grösster Wichtigkeit – in direktem und ununterbrochenem *tektonischen Zusammenhang* mit den *grisoniden Deckengebieten* der Bernina-Gruppe und des Oberengadins stehend, in beträchtlichen Breiten vorhanden. Dass grisonide Wurzelreste aber auch im Sektor des Centovalli und des Ossola oder der nördlichen Sesiatäler existieren müssen, auch wenn sie heute dort wirklich unter dem besonderen Vorstoss der Ivrea/Silvretta-Wurzel in der Tiefe unter der Ivrea-Zone begraben sein sollten, ist abermals klar; liegen doch grossartige Zeugen ganz gewaltiger grisonider Deckenelemente als die zweifellose Fortsetzung der in jeder Hinsicht sicher grisoniden Sulzfluhplatte Bündens in den Klippen der Zentralschweiz und den östlicheren Préalpes romandes auch gerade vor diesem kritischen „Centovalli“-Wurzelsektor. Aber schliesslich könnte eben hier der *Kristallinblock des Silvretta-Wurzelgebietes* in durchaus ähnlicher Weise solche Grisoniden-Wurzeln in einer relativ spät wieder auflebenden *letzten Schubphase* in Form einer grossartigen *Reliefüberschiebung* brutal überfahren und zugedeckt haben, wie im Luganesischen die Kalkalpenfront der Generoso-Scholle oder in Valsässina die Grigna-Front das Element der insubrischen Antiklinalen und den Salvatore-Zug resp. die orobische Muldenschar unter sich begraben haben. Der *Nordrand der Ivrea-Zone* wäre auf solche Art nichts anderes als eine gewaltige *Narbe* mit sehr ungleichwertigen und vielerorts schlecht zusammenpassenden „*Wundrändern*“; eine Narbe nämlich, *an der die oberpenninischen Schistes-lustrés*, westlich von Losone etwa, *direkt mit der Silvretta-Basis an scharfer Naht zusammenstossen*, nach den noch nicht publizierten Untersuchungen von P. WALTHER, dem ich diese Mitteilung bestens verdanke, zum Teil unter *schiefem Abschneiden* der südlichsten Losone-Züge durch die Ivrea-Front, und in durchaus ähnlicher Weise scheint auch das mittlere Penninikum von *Bellinzona* im Süden dieser Stadt scharf südwestlich schief unter die neu angenommene Silvretta-Wurzelfront hineinzustreichen. Die *Ultrabasica am Nordrand der Ivrea-Zone* und in deren Basalpartien wären dann möglicherweise als Ophiolithspäne an der grossen Schubzone der Silvretta-Basis, in ihrer tektonischen Stellung damit entsprechend den Ophiolitscherben zuoberst im Unterengadiner Fenster oder bei Arosa oder in der Reckner-Serie der Hohen Tauern, zu deuten, eher aber noch als einfache ultrabasische Differenziate des alten Diorit-Amphibolitstammes der Ivrea-Zone. Denn es ist in dieser Beziehung durchaus bemerkenswert und auffallend, dass am ganzen übrigen Innenrand der Jorio-Tonale-Linie, von Val Morobbio bis über den Tonale hinaus, und auch weiter östlich, am Südrand der Hohen Tauern, nirgends auch nur eine Spur solcher wirklich subsilvrettider Ophiolithspäne beobachtet worden ist. Gerade darin aber liegt ein Hinweis, dass die Ultrabasica der genannten Ivrea-Grenzzone doch in erster Linie als Differenziate des weit voralpinen Diorit-Amphibolitstammes der Ivrea-Zone aufzufassen sind, durchaus

im Sinne schon im „Bau der Alpen“ geäusserter Ansichten, die sich abermals mit jenen von NOVARESE und FRANCHI nun in schöner Weise decken. Und nachdem weiterhin die genaueren Aufnahmen in Val Malenco ergeben haben, dass dort zum mindesten das sichere Hochpenninikum der Sella-Decke und der Bernina-Wurzelkomplex bis hinauf in die Campo/Ortler-Deckenwurzel zu einer einzigen – vom Puschlav an westwärts bis in den Tessin, d. h. auf eine Länge von an die 90 km –, nicht mehr weiter durch mesozoische Linsen aufgeteilten, gegen aussen somit geschlossen erscheinenden Kristallzone verschmolzen sind, wird es nunmehr auch durchaus möglich erscheinen, in der von den östlichen Sesiatälern südwärts ja so gewaltig und auffallend anschwellenden Sesia-Zone wieder, mit ARGAND, die gemeinsame Wurzel der eigentlichen Dent Blanche und des Mont Mary zu sehen. Ein gewisses schiefes Hineinstreichen der inneren Sesia-Hauptzone, mit ihren grossen Hauptmassen von Arolla-Gneissen, unter den Schubrand des Ivrea-Zuges im Raume Fobello–Rimella ist in dieser Beziehung durchaus bemerkenswert, samt dem Streichen und der Aufteilung des Canavese-Sedimentzuges jener Gegend. Das eigentliche *Canavese* aber, mit seinem so klar grisoniden Einschlag, auf den schon ALBRECHT SPITZ aufmerksam gemacht hat und der auch im „Bau der Alpen“ in jeder Hinsicht betont wurde, läge dann „richtig“, in der Position der grisoniden Wurzelkeile des Veltlins, d. h. effektiv irgendwie in der streichenden Fortsetzung der Jorio-Linie, und der für eine Grisoniden-Natur der Ivrea-Zone immer ins Feld geführte, mitten in deren Kernzone gelegene „*Canavese-Keil*“ von *Montalto-Dora* müsste bei dieser Konzeption dann als eigentliches *Fenster* der grisoniden Sedimentzone *innerhalb der eigentlichen Silvretta-Wurzel* gedeutet werden, d. h. als südliche Fortsetzung der normalen Bedeckung der Sesia-Gneisse resp. des denselben weiter aufgeschuppten Canavese-Kristallins. Dass es solche Wurzel-Fenster wirklich gibt, haben u. a. abermals die Verhältnisse in Val Malenco, aber auch die durchaus entsprechenden vom Nordrand der Ophiolitmasse des Monte Musinè in Valle di Lanzo gezeigt. In diesem *Wurzelfenster von Montalto-Dora* aber liegt nun eigentlich der wirklich entscheidende Punkt dieses ganzen neu aufgerollten Wurzelproblems der Ivrea-Zone. Erweist sich die „*Mulde*“ von Montalto wirklich als eine von oben in die Ivrea-Zone eingelassene Mulde oder liegt in Tat und Wahrheit ein von unten her in die Ivrea-Zone hinaufstossender Fensterkeil vor? Nach den nun allerdings schon älteren italienischen Karten dieser Gegend liegt wohl eher ein von oben in die Ivrea-Zone eingespissster Muldenkeil vor, aber nach den vor 35 Jahren schon geäusserten und sogar durch Profile näher belegten Auffassungen von ALBRECHT SPITZ sowie einzelnen Profilen von Novarese erscheint ein *von unten in die Ivrea-Zone vorstossender Fensteraufbruch* sehr wohl möglich. Hier in erster Linie haben daher neue wirkliche Detailuntersuchungen einzusetzen, denn deren stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse sind nunmehr von wirklich entscheidender Bedeutung für die ganze Auffassung der regionalen Stellung der Ivrea-Zone geworden. Nicht umsonst ist schon im „Bau der Alpen“ eine Neubearbeitung des Canavese angeregt worden; möge sie diesmal nicht mehr auf sich warten lassen.

Die Zukunft wird ohne Zweifel in nächster Zeit schon erweisen, ob Ivrea-Zone und Seengebirge zusammen das gewaltige Wurzelgebiet des Silvretta-Kristallins darstellen oder nur das Seengebirge allein. Für die Frage der näheren *Beziehungen zwischen Silvretta-Wurzel und Südalpen* ist aber dieser Entscheid vorderhand irrelevant. Denn sicher steht auf alle Fälle, dass die Silvretta-Kristallinwurzel nun auf der ganzen Strecke zwischen Varesotto und dem Adamello, mit Ausnahme der Strecke zwischen Lugano und Valsässina, wo ihre südlichen Teile infolge Überdeckung durch höhere kalkalpine Schubmassen, d. h. die Generoso/Grigna-Scholle in der Tiefe verschwunden und unter denselben begraben sind – *stets durch zum*

*Teil recht tiefgehende Muldenzüge*, den in sich komplexen Salvatore-Zug im Westen, die orobischen Mulden im Osten, von der südalpinen Front der insubrisch-bergamaskischen Gewölbezone *getrennt* wird. Am einen Ort bestehen, wie in den Bergamasker Alpen, die bis heute noch erhalten gebliebenen Muldenreste fast nur mehr aus Perm und etwas Untertrias, Servino und vielleicht hie und da etwas tieferem Muschelkalk; im Salvatore-Zug aber kennen wir, vom Luganersee nach Westen, sämtliche Hauptstufen des Mesozoikums bis in die Unterkreide, ja im Westen sogar bis zur Scaglia hinauf. *Die Trennung zwischen Südalpenfront und Silvretta-Wurzel scheint somit gerade vor dem Porphyrgewölbe von Lugano recht tief gegangen zu sein*, und östlich des Comersees neigen wir angesichts der kräftigen orobischen Überschiebung, d. h. der noch verstärkten Überkippung der Silvretta-Wurzel, zu ähnlichen Schlüssen. Daneben aber öffnet sich am Langensee die bis dahin eng gepresste Salvatore-Mulde in grossartiger Weise und *verbinden sich deren Elemente ohne jede Lücke mit dem rein lombardischen Südschenkel der insubrischen Antiklinalzone*. Die Trennung zwischen Silvretta-Wurzel und dem ersten südalpinen Baulement ist somit hier im Westen ganz bestimmt keine scharfe mehr, und der Jura des Campo dei Fiori verbindet sich auch mit jenem von Laveno in lückenloser Folge, unter dem sichtbar nur mehr flachen Boden der Radiolarit/Kreide-Mulde von Caravate. Dass westlich des Langensees ferner das Vorkommen der Porphyre zu beiden Seiten der Linie von Borgosesia im gleichen Sinne eines durchaus *engen Zusammenhangs zwischen Südalpenfront und westlichster Silvretta-Wurzel* spricht, wurde bereits früher schon erwähnt. (p. 247.)

In den östlichen Hintergründen der Val Brembana und in den Bergen der hinteren Val Seriana erkennen wir aber neuerdings eine solche *engere Verbindung zwischen dem orobischen Silvretta-Wurzelement und der südalpinen Frontalzone der bergamaskischen Gewölbe*. Das gleiche Perm, das zwischen Corno Stella, Pizzo del Diavolo, Pizzo Coccia und Monte Gleno klar und einwandfrei primär-stratigraphisch, durch das Mittel oberkarbonischer oder zum Teil vielleicht auch schon unterpermischer Basalkonglomerate, dem orobischen Kristallin aufruht, als dessen durchaus normale Sedimentbedeckung, ruht in ganz gleicher Art, mit denselben Basalkonglomeraten, auch den kristallinen Kernen der nordbergamaskischen Gewölbe, d. h. eben dem eigentlichen und unzweifelhaften südalpinen Frontelement der Bergamasker Alpen auf. Auch hier *verbindet* sich somit, wie drüben am Langensee, die Silvretta-Wurzel, wenn vielleicht auch noch um etwas tiefere Permkeile herum als heute angenommen wird, doch durchaus einwandfrei *mit der kristallinen Stauungsfront vor den bergamaskischen Kalkalpen*. Und diese selber sind zudem, in durchaus gleichem Sinne wie die Generoso-Masse der tessinischen Kalkalpen, im grossen auch in deren gerader östlicher Fortsetzung gelegen, bis über diese Stauungsfront der bergamaskischen Gewölbe hinaus, als beträchtlich abgeschiedenes, etwas höheres tektonisches Stockwerk derselben, gegen Norden zu noch aufgeschoben. Die Zonen, in welchen die *Verbindung* zwischen südalpinem Bergamasker- und Tessiner-Fragment einerseits, der Silvretta-Wurzel andererseits klar zutage tritt, d. h. das Gebiet des Brembo/Serio im Osten, jenes des Langensees im Westen, liegen einerseits dort, wo die Trompia-Front, d. h. der südbergamaskische Randsaum, und die nordbergamaskischen Gewölbe *am weitesten voneinander entfernt* liegen, andererseits dort, wo im westlichen Varesotto das insubrische Gewölbe *axial scharf in die Tiefe sinkt* und vielleicht gleichzeitig, noch mehr als dies bis heute scheint, gegen Südwesten zurückstreicht.

Die *schärfsten Komplikationen* der orobischen Mulden und des San Salvatore-Zuges aber liegen einerseits in den *Scharungsgebieten* zwischen Trompia- und Brembo/Valsässina-Elementen, im Norden der Grigna, andererseits vor dem gros-

sen Porphyraufbruch des Luganese, und zwar in erster Linie vor der Pianbello-Kulmination desselben, daneben wohl auch an der Sesia. In diesen Sektoren und auch im östlich anschliessenden Scharungsgebiet des Adamello ist die Abtrennung der südalpinen Frontgewölbe von der Silvretta-Wurzel verstärkt und scheint die Trennung, etwa in Val Gallinera, tiefer zu gehen; am Langensee und südlich Sondrio aber hangen diese beiden Einheiten weitgehend zusammen und werden *nur durch relativ seichte Muldenzüge voneinander getrennt*. (S. Profil 8–13, Tafel X.)

Wir können auf solche Art über die ganze Strecke zwischen Langensee und dem Adamello-Querschnitt, d. h. nun allerdings *in den ganzen westlichen Südalpen*, die *südalpinen Bauelemente* letzten Endes ganz zwanglos – und zwar bis mindestens an die Trompia-Südfront, d. h. die Trompia-Linie, im Westen von Bergamo sogar bis an den südlichen Gebirgsrand heran, im Grunde genommen *als blosse südliche Annexe der oberostalpinen Zone*, sicher aber als unmittelbar anschliessende und damit ganz direkte *südliche Begleitelemente der Silvretta-Wurzel* auffassen, und damit *die ganze Zone der westlichen Südalpen nur als eine weitere Stauungszone eigentlich immer noch oberostalpiner Massen* im Süden der penninisch-ostalpinen Wurzelabknickung an der Veltliner-Linie betrachten. So erhalten die *weitgehenden faziellen Beziehungen der Bergamasker und der Luganeser Alpen zu den oberostalpinen Sedimentgebieten Graubündens*, auf die vor 100 Jahren schon ESCHER v. d. LINTH und nach ihm besonders EUGSTER hingewiesen hat, erst einen tieferen Sinn und eine recht unerwartete *tektonische Grundlage*, und werden auch die von jeher angenommenen Parallelen mit dem Drau-Zug weiter geklärt. *Die Bergamasker und Luganeser Alpen gehören ganz einfach als hinterste südliche Elemente noch der Silvretta an* und ihre so klar nordgetriebenen Sedimentschollen entsprechen nach ihrer ganzen Art genau dem Typus der *abgescharten Kalkalpenbezirke* des Rätikon, von Arosa, des Ducangebietes und der nördlichen Kalkalpen. (S. bes. Profil 9, 10, 12, 13.)

Die *westlichen Südalpen* des Luganese, des Comersees und der Bergamaska sind damit in diesem Sinne einfach als südliche Anhängsel, als eigentliche *hinterste Annexe der Silvretta* zu betrachten, auch wenn sie gegenüber deren steilgestellter Wurzel immer noch eine beträchtliche Eigenbewegung aufweisen. *Diese ganze bergamaskische Einheit bedeutet im Prinzip nur ein System relativ bescheidener südlicher Anschuppungen* an die eigentliche Silvretta-Wurzel, und von einer eigenen, für sich allein agierenden Sonderscholle im Sinne einer wirklich eigenständigen südalpinen Masse gegenüber der ostalpinen Hauptwurzel kann keine Rede sein. Gegen Osten spitzen diese südlichen Annexe der Silvretta-Decke längs der Judikarien-Beugung, gemäss der gegen dieselbe zu sich vollziehenden Scharung der Trompia- und der bergamaskischen Gewölbezone, immer mehr aus, gegen Westen tun sie dasselbe zwischen der Adda und dem Langensee.

Mit diesen Feststellungen ist nun aber auch die immer wieder behauptete, von GIAMBATTISTA DAL PIAZ vor wenigen Jahren sogar in absolut unnötiger Schärfe und wohl auch ein bisschen gar zu geschäftig und selbstsicher formulierte *Autochthonie der Südalpen* wohl endgültig widerlegt, obwohl bereits ohne die nun vorliegenden neuen Erkenntnisse aus den westlichen Südalpen schon *der gesamt-alpine Bau als solcher* eine wirkliche *Autochthonie der Südalpen- oder Dinariden-Scholle aus rein mechanischen Gründen*, seit der Erkenntnis des Deckenbaues der Zentralalpen *ganz ohne jeden Zweifel, ausschloss*. Denn nach dem ganzen, heute bis in feine Details bekannten Bau der Alpen hätte eine blosse *Kontraktion* der labilen alpinen Geosynklinalräume zwischen zwei wirklich *autochthon verankerten Randzonen*, den helvetischen Massiven im Norden und dem Südalpen-Unterbau im Süden, *niemals* die grossartige und so prachtvoll dokumentierte, durchaus einseitig von Süden nach Norden übereinandergehäufte Deckenstruktur des zentralen Ge-

birges und auch der helvetischen Zone schaffen können. *Der Bau der Alpen ist ohne eine kraftvolle und sogar weitreichende Nordbewegung der ganzen Südalpen-Scholle ja überhaupt nicht verständlich*, und gerade darum habe ich auch seit nunmehr bald 35 Jahren den *Nordmarsch* der Dinariden-, will hier konkret sagen der *Südalpen-Scholle*, als eine durchaus *feststehende Tatsache* angenommen und denselben auch immer wieder gegen die rein dinarischen Gegenkonzeptionen verteidigt.

Die heute in den westlichen Südalpen erkannten Zusammenhänge der südalpinen Frontelemente mit der Silvretta-Decke und die darauf begründete Erklärung der westlichen Südalpen als blosse südliche Annexe der oberostalpinen Zone – eine Auffassung, wie sie übrigens abermals schon 1915 formuliert worden war –, verlangen aber nunmehr effektiv auch *ein in der Tiefe sich vollziehendes Verflachen und Zurückbiegen der gesamt-oberostalpinen Schubfläche weit gegen Süden*, d. h. bis *wohl gegen den lombardischen Alpenrand hin* zum mindesten. Denn ohne ein solches, hinter dem Wurzelabsturz beidseits der Veltliner Furche erneut einsetzendes *Verflachen der basalen Silvretta-Schubfläche* bleibt die ganze Struktur der westlichen Südalpen, samt der Unterschiebung der alpinen Wurzelzonen übrigens, kaum verständlich. Dasselbe Postulat tiefgreifender Trennungen erheischt aber auch die Erkenntnis, dass aus dieser Silvretta-Basis während des Überschiebungsvorganges seinerzeit ja ganz gewaltige Schubpakete des Silvretta-„Vorlandes“ nach Norden hin abgeschert worden sind, in Form der südlichen Ortler-, der Umbrail/Quatervals- und der Scarliden-Elemente Bündens. (Vergl. Profil 8–13, Tafel X.)

Es erlangt damit die *Jorio/Tonale-Linie* – SPITZ und CORNELIUS nannten sie ja nicht sehr glücklich die „insubrische“ – als *der Ausbiss der Basisfläche der Silvretta-Decke* s. l. – womit nicht gesagt ist, dass an derselben später nicht auch noch jüngere Blockbewegungen stattgefunden hätten –, die weit *grössere Bedeutung* im Bau der Alpen als die *orobischen Mulden*, die nur eine weitere *Detailkomplikation*, gewissermassen im hinteren Rücken der oberostalpinen Gesamtschubmasse darstellen. *Die Jorio/Tonale-Linie erhält damit effektiv die Bedeutung, die ihr nach ihrem ganzen, tief ins Gebirge greifenden Bau zukommt*. Diese Jorio/Tonale-Schubfläche in allererster Linie ist damit gegen Süden noch über beträchtliche Strecken mit flachem Südfallen unter den bergamaskischen und insubrischen Kalkalpen, d. h. unter deren alter Basis anzunehmen, und *die ganze westliche Südalpenzone ist auf diese Weise klar über den südlichsten Teil der Silvretta-Basisfläche hinweg in klassisch-alpinem Sinne nach Norden vorgerückt*. Und wenn die oben diskutierten, durch die neueren Studien in der Veltliner Wurzelregion und die tektonischen Verhältnisse des Liganese eine konkretere Bedeutung gewinnenden Anzeichen einer Zugehörigkeit auch der Ivrea-Zone zur Silvretta-Wurzel durch im Canavese beidseits Ivrea noch durchzuführende tektonische und stratigraphische Detailuntersuchungen sich als effektiv zutreffend erweisen würden, so läge im Canavese-„Wurzelfenster“ von Montalto-Dora ein ganz direkter Ansatz zu dem theoretisch postulierten *Verflachen der Silvretta-Basisfläche*, d. h. der Jorio-Linie, gegen die Po-Ebene hin offen *beobachtbar vor*. Das alles aber sind die von Gb. DAL PIAZ so voreilig als absolut absurd bezeichneten Ideen. Es steht nur zu hoffen, dass Gb. DAL PIAZ seine Auffassung der Dinge mit der Zeit korrigiert und den alpinen Bau auch von etwas höherer Warte aus betrachten wird.

Ein durchaus analoges Verhältnis zum oberostalpinen Wurzelgebirge, wie im südalpinen Westen die bergamaskische Einheit, zeigt nun im Osten des Pustertales auch das *karnische Frontalelement* der Südalpen. Dieses karnische Element ist einerseits, mit seiner alten Basis, dem Kristallin des Gailtales und dem Paläozoikum der karnischen Kette, in den Karawanken dem Aufbruch von Eisenkappel, als neuerliche nordgetriebene Scholle nordwärts steil gegen den *Drau-Zug* aufge-

schoben; es erscheint aber andererseits das Gailtaler-Kristallin auch durchaus normal-stratigraphisch, wenn auch mit gewissen sekundären Störungen durch Längsbrüche, den südlichen Elementen desselben Drau-Zuges verbunden. *Das karnische Element der Südalpen kann auf solche Art abermals als eine neue, an den Drau-Zug im Süden sich anschliessende etwas höhere Scholle der oberostalpinen Gesamtmasse* aufgefasst werden, genau wie im Westen, dort allerdings mit ganz anderem Untergrund – die Bergamasker Alpen. Oder liegt am Ende eine schmale westliche Fortsetzung des karnischen Paläozoikums überhaupt noch unter den Triasmassen der zentralen Bergamasker Alpen verborgen? In dem knapp 20 km breiten Zwischenraum zwischen den nordbergamaskischen Kristallinkuppeln und dem Trompia-Aufbruch scheint dies allerdings kaum möglich, ohne dass wenigstens Spuren dieses Altpaläozoikums im Unterperm der bergamaskischen Einheit sich noch in Form von Breccien-Komponenten zeigen würden. Auf jeden Fall aber spitzt das karnische Element der östlichen Südalpen zunächst schon im hinteren Pustertal, genau wie jenseits des mächtigen Dinaridenkopfes der tridentinischen Einheit am Brenner im Westen der Etsch die bergamaskische Zone in der Brenta-Scholle dies tut, in durchaus derselben Richtung gegen die Brenner-Furche hin aus.

Vielleicht ist es am Platze, hier kurz noch eine weitere Betrachtung einzufügen. Bekanntlich wird ja von vielen Seiten die *Jorio/Tonale-Linie* als eine westliche *Fortsetzung der Pusterer-Linie* betrachtet und damit der eigentliche *Drau-Zug* als sicherer oberostalpiner Wurzelkeil mit den *Trias/Verrucano-Linsen* an der grossen *Veltliner-Störung* in direkte Verbindung gebracht. Dass diese Auffassung vom Bau der Rätischen Alpen aus nicht zulässig erscheint, wurde bereits zu Beginn der vorliegenden Studie, S. 227ff, dargelegt. Wir wollen aber diese These, ihrer Wichtigkeit wegen, auch in bezug auf die Verhältnisse im *Osten* nochmals überprüfen. Im Falle ihres effektiven Zutreffens erschienen orobische Kette und Seengebirge dann als westliche Äquivalente, wenn nicht gar direkte Fortsetzungen des Gailtaler-Kristallins und der karnischen Kette, und die bergamaskischen Gewölbe als solche etwa des Seefelder Sattels der Karawanken. Die Normalprofile im Süden der Gailtaler Alpen würden dann auch jenen am Südrand der Veltliner-Trias entsprechen. So weit liessen die eben genannten näheren Zusammenhänge zwischen Drau-Zug und Jorio-Linie sich ganz gut verfechten. Aber daneben gibt es auch eine grosse Zahl schwerwiegender *Widersprüche*.

Einmal lässt sich natürlich das Seengebirge, besonders dann, wenn die Ivrea-Zone noch zu demselben gerechnet werden muss, kaum ernstlich mit der karnischen Kette und ihrer fast ausschliesslichen Zusammensetzung aus paläozoischen Sedimenten vergleichen. Man kann auch nicht annehmen, das altpaläozoische Kalkgebirge sei im Westen noch über dem Seengebirge einst vorhanden gewesen und nur in vorpermischer Zeit bereits durch Erosion wieder und zwar vollständig entfernt worden. Denn dann müssten sich in den mächtigen Unterpermserien der Bergamasker Alpen doch wohl sicher deutliche Geröllschichten mit recht beträchtlichen oder doch wenigstens noch erkennbaren Komponenten dieses karnischen Paläozoikums finden. Solche fehlen aber und sind bisher nie beobachtet worden. Wohl findet sich in diesem bergamaskischen Unterperm der Detritus einer älteren *Grauwackenzone*, aber deren Material war ein durchaus anderes als das im karnischen Altpaläozoikum bekannte. Und schliesslich weisen die Anzeichen mariner unterpermischer Trogkofel-Schichten, die das karnische Gebirge ja direkt und über die ganze Breite überdeckt haben, gegen Westen über das nördliche Brentaelement im Laugenspitz-Aufbruch und den Westabfall der Brenta-Gruppe im obersten Sarcatal ganz direkt in die Zone der *bergamaskischen Gewölbe* und nicht in das orobische Kristallin hinein. Des weiteren muss das unterpermische Meer der Collio-

Sedimentation ein wirkliches *Randmeer* gewesen sein, das gegen Norden direkt an das zentralalpine *Festland* angrenzte und erst gegen Süden hin in den Trogkofel-Schelf überging, von dem wir ja einzelne verlorene Zeugen gerade in den primär südlichen Zonen der bergamaskischen Einheit, der Laugenspitze besonders, noch antreffen. Daneben weist das Vorkommen altpaläozoischer Spuren von karnischem Charakter auch in der tridentinischen Einheit der *Brixener-Phyllite*, d. h. in der alten Basis der Dolomiten, weit eher auf den näheren Zusammenhang der karnischen Kette mit südlicheren mehr *internen* Einheiten hin, die *primär an den Südrand der bergamaskischen Einheit angeschlossen waren*. Ein Fingerzeig mehr, dass die Zone der karnischen Kette im Grunde genommen weit eher dem *bergamaskischen Hauptsektor* unter dem bergamaskischen *Triasgebirge* und *nicht* dem schon heute, geschweige denn vor der Alpenfaltung weit nördlicher gelegenen orobischen Kristallin zustrebt. Dass der östliche Drau-Zug in den Karawanken über einen einfachen Gewölbe-Aufbruch mit dem karnischen Element der Košuta und weiter den Steiner Alpen zusammenhängt, wurde bereits erwähnt und entspricht durchaus der Beziehung der orobischen Muldenzüge zum bergamaskischen Triasgebirge über das nordbergamaskische Gewölbesystem hinweg. Und wenn südlich Eisenkappel als weiteres Gewölbeelement innerhalb der karnischen Einheit der Seefelder Sattel erscheint, somit im Süden des Karawanken-Drau-Zuges *nicht nur ein* Gewölbe, sondern deren mehrere auftauchen, so haben wir uns daran zu erinnern, dass genau dasselbe *auch für die Bergamasker Alpen zutrifft*, wo gleichfalls südlich der orobischen „Drau-Mulden“ eine ganze Schar bergamaskischer Gewölbe *vor* und sogar noch *unter* dem bergamaskischen Triasgebirge erkennbar sind, die in durchaus ähnlicher Weise am Südrand der orobischen Mulden sich scharen wie in den Karawanken der Seefelder-Aufbruch mit jenem von Eisenkappel dies etwa tut. Und wenn man findet, die Breitenentwicklung der karnischen Kette und des Gail-Kristallins sei gegenüber dem relativ schmalen Bezirk zwischen orobischen Mulden und Bergamasker Triasplatte viel zu gross, als dass diese östlichen Einheiten nur in diesen südlich der orobischen Mulden gelegenen Bezirk einmünden könnten, so ist darauf hinzuweisen, dass dieses karnische Basalelement wohl im Querschnitt von Comeglians nordwärts 20 km Breite überschreitet, aber bereits im Fellatal auf 10 km Breite zurückgeht, somit durchaus bergamaskische Größenordnung angenommen hat, und dass schliesslich sogar das ganze im westlichen Teil so mächtige Element der karnischen Kette bereits im Querschnitt von Villach fast völlig unter seiner mesozoischen Bedeckung verschwunden ist. Es darf somit *in gar keiner Weise* das Gail-Kristallin und seine paläozoische Bedeckung in der karnischen Kette *nur etwa wegen seiner auffallenden Breitenentwicklung zwischen Lienzer-Dolomiten und Comeglians* einfach dem *orobischen Kristallin und dem Seengebirge* gleichgesetzt werden. Die auffallende Breitenentwicklung dieser östlichen Elemente gegenüber den westlichen an der Basis der bergamaskischen Trias wird ohne weiteres verständlich als *Ausdruck zunehmender Auflockerung des gesamtalpinen Baues* gegen die grosse pannonische Zwischengebirgsmasse hin. Dass ein „direkter“ Zusammenhang zwischen Drau-Zug und Jorio/Tonale-Linie im übrigen überhaupt als solcher *niemals erwiesen* werden kann, so wenig wie ein solcher des Drau-Zuges mit den orobischen Mulden, sei hier betont hervorgehoben. Die Verbindungen sind *in beiden Fällen* zwischen Ost und West *abgerissen* und somit sind auf jeden Fall an sich *beide Verbindungsmöglichkeiten mit gleichem Rechte diskutierbar*. Wenn wir aber die näheren Beziehungen des Drau-Zuges zum südalpinen Frontelement der karnischen Einheit mit jenen der orobischen Mulden zum bergamaskischen Gebirge vergleichen, so drängt die Gesamtheit der Tatsachen doch klar und eindeutig zum Schluss: *Die orobischen Mulden sind dem Drau-Zug gleichzusetzen, das orobische*

*Kristallin der oberostalpinen Kristallin-Wurzel* und die *Jorio/Tonale-Linie* der *Grenzfläche gegen das tiefere ostalpine Gebirge*. Genau wie im alpinen Westen nun das Canavese ebenfalls die Grenzscheide zwischen Silvretta-Wurzel und grisonider Sesia-Zone darstellt. Dass im übrigen wenigstens im südalpinen Westen – gemäss unserer Auffassung – die Breitenentwicklung des Drau-Zuges in der westlichen Salvatore-Mulde am Langensee mit rund 7–8 km recht nahe an die maximale Breite der Lienzer Dolomiten, wenn auch nicht an jene der östlichen Gailtaler Alpen herankommt, spricht weiterhin zugunsten der hier vorgetragenen These und der alten Auffassung, im Gegensatz zur durchwegs, vom Tonale bis an den Tessin und sogar bis an das Westende des Canavese nur sehr geringen Breite der Jorio/Veltliner-Triaszüge. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil Tafel X.)

Es scheint mir daher auch aus allen eben noch angeführten Gründen, ganz abgesehen davon, dass der Gebirgsbau halb Graubündens dies verlangt, dass die *Jorio/Tonale-Linie der steilgestellte Ausbiss der Basisfläche der Silvretta-Decke* sei und mit dem Drau-Zug daher *nichts* zu tun habe.

Bleibt das zentrale Segment der Südalpen, im Gebiete des Südtiroler Hauptvorstellens der *tridentinischen Einheit* im Bereich des Bozener Porphyrschildes zwischen Nonsberg, Meran, Mauls und Bruneck. Da stösst nun, nach dem Auskeilen oder wenigstens enormen Ausdünnen der nördlicher gelegenen bergamaskischen und karnischen Einheiten des Westens und des Ostens, mit der tridentinischen Front ein wesentlich interneres Element der Südalpen direkt an die alpinen Wurzeln heran, und da können die Dinge sich unerwarteterweise komplizieren. Einerseits könnte hier auch die *Silvretta-Wurzel*, ganz ähnlich wie die bergamaskische und die karnische Einheit der Südalpen, von Westen und von Osten her gegen den tridentinischen Hauptvorstoss zwischen Meran und Mauls weithin seitlich ausdünnen – wobei in erster Linie die querstruierte Zone des Monte Pin diese Silvretta-Wurzel noch darzustellen vermöchte – und zwar im Zusammenhang mit mächtigen Dehnungen und Zerrungen längs dieser Dinaridenfront, wie ich dies 1937 vertreten habe. Es könnte aber ebensogut auch sein, dass die Tonale- und damit die Jorio-Linie in der Gegend von Dimaro, in Val di Sole, im Zusammenhang mit dem tridentinischen Hauptvorstoss gegen Meran hin, zunächst von der eigentlichen, d. h. der südlichen „Judikarien-Linie“ als dem Westrand der Brenta-Scholle wirklich quer abgeschnitten würde, wie auch CORNELIUS dies annimmt, und dass damit das Silvretta-Wurzelement der orobischen Kette hier nicht nur durch die Presanella-Masse des nördlichen Adamello-Massivs durchbrochen resp. durchschmolzen, sondern östlich derselben auch noch durch den letzten nordöstlichen Rest der bergamaskischen Einheit, d. h. die Brenta-Scholle, und weiterhin durch die dieselbe hier gerade noch knapp unterfahrende tridentinische Gross-Scholle, d. h. den Bozener-Porphyrkopf im Hinterland der frontalen Brenta-Elemente, überfahren worden wäre. Im oberen Maraun scheint auch die nördlich anschliessende Zone des Monte Pin an dieser gleichen „Judikarien“-Front schief abgeschnitten zu werden oder unter derselben gar zu verschwinden, und taucht in der Position des Trompia-Aufbruches der Porphyrkern des Monte Luco, d. h. der Laugenspitz, seinerseits längs der Völlaner-Störung schwach unterschoben durch die Porphyrtafel der tridentinischen Front, unter dem nördlichsten Brenta-Element empor. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Im Pustertal zielt der Drau-Zug nach TERMIERS und meiner Meinung, d. h. nach unseren seinerzeitigen Beobachtungen, in den Brixener-Granit hinein, und zwar eher gegen dessen südlicheren Teile, so dass auf solche Weise hier auch noch beträchtliche Partien des oberostalpinen Wurzelkristallins ebenfalls schief in, resp. unter den Brixener-Granit hineinstreichen und dort verschwinden könnten. Im

gleichen Sinne ist die grosse Enge des oberostalpinen Kristallins südlich der Maulser-Trias wohl zu deuten, im Osten vielleicht auch das so auffallend schiefe Hineinstreichen der Schubnaht von Kalkstein und der Stalleralm-Züge gegen die Pusterer-Dinaridenfront. Das scharfe Nordost-Streichen der Gallinera-Linie als der Südbegrenzung der orobischen Silvretta-Wurzel zeigt weiterhin, dass diese Silvretta-Wurzel tatsächlich gegen Osten hin, primär wohl unter dem Druck der nachrückenden bergamaskischen Elemente und unter dem Einfluss der Scharung derselben mit dem Trompia-Aufbruch im vortonalitischen Adamello-Gebiet, sich breitenmässig stark reduzierte. So kann ihr Südrand sehr wohl nur recht wenig südlich Dimaro, bis an die Brenta hin teils im Adamello-Tonalit aufgeschmolzen, teils durch die riesigen Schuttmassen jener Gegend bedeckt, gegen den klaren westwärts aufsteigenden Schubrand der nördlichen Brenta-Gruppe hinstreichen und dort durch den weit jüngeren Vorschub der tridentinischen Scholle und ihres Brenta-Vorwerkes in einer späteren Schubphase schief überfahren worden sein. Aber ein gewisses Umbeugen im Streichen, gemäss der grossen rätischen Alpenbeugung, im Sinne etwa des gleichgerichteten Umbeugens der Tonale-Zone im offen daliegenden Gebirge zwischen Pejo, Rabbi und dem Ultental in die judikarische Richtung, muss wohl auch für die östlich Dimaro in der Tiefe begrabene und westlich davon vom Tonalit der Presanella-Masse verdrängte Silvretta-Wurzel angenommen werden. Dass jedoch im Rücken der mächtigen Ötztaler-Masse, d. h. der gewaltigsten alpinen Schubmasse überhaupt, die *oberostalpine Wurzel* gerade im *Etsch-Querschnitt*, als dem Hinterland der Ötz-Masse, schon primär eine nur geringe Breite gehabt hätte, ist kaum anzunehmen. Diese Wurzel ist auch hier in grösserer Breitenentwicklung vorhanden gewesen, aber meiner Meinung nach später, durch jüngere Bewegungen der tridentinischen Gross-Scholle, zunächst zu schärferer Beugung im Gebiete von Malè gezwungen, dann weiter reduziert und schliesslich gar in beträchtlichem Ausmass von der Bozener Porphyro- und Dolomiten-Scholle und deren Vorwerk in der nördlichen Brenta-Einheit überfahren worden. Ich denke dabei unter Berücksichtigung aller eben genannten Umstände an einen Vorstoss von 15 bis 20 km mindestens.

Das ist ein Ergebnis, zu dem, wenn auch von ganz anderen Gesichtspunkten aus, im Grunde genommen auch LIVIO TREVISAN schon vor Jahren gelangt ist. Ein Resultat, das allerdings im Prinzip schon immer unter dem „Vormarsch der Dinariden gegen den Brenner“ miteingeschlossen gewesen war. Bemerkenswerterweise kommt aber auch TREVISAN zu einem Vormarsch der tridentinischen Gesamtscholle um rund 30 km gegenüber den westlichen Südalpen, und es erscheint wahrscheinlich, dass dieser Vorstoss sich weithin auch eben durch das Mittel streichender Längsbrüche und longitudinaler Verschiebungen längs denselben vollzogen hat. An diesen „Längsverschiebungen“ wäre auch die Brenta in vermehrtem Masse, als östlicher Sektor der bergamaskischen Einheit nordwärts vorgestaffelt worden, längs der Front der tridentinischen Scholle, die, obwohl im Norden bereits weitgehend solidarisch mit dem verkümmerten Bergamasker-Element der Brenta-Scholle, doch besonders längs dem Ostrand der Brenta-Scholle gegen Norden gerückt erscheint; und es wäre durchaus denkbar, dass der Effekt von rund 25 km spätem Vorschub der Bozener-Scholle über die oberostalpine Wurzelzone im Grunde genommen aus der Summation der verschiedenen Längsverschiebungen an den ja so zahlreichen Längsbrüchen zwischen oberer Val Sabbia, Gardasee und Brenta zustandegekommen wäre. Es scheint auch denkbar, dass dabei, wie TREVISAN dies glaubt, diese Bruchlinien südwärts schliesslich gegen die Gardasee-Furche aufgesplittet wären und bei dieser Gelegenheit weiter der ganze östliche Hauptteil der tridentinischen Einheit von seiner primären westlichen Fortsetzung in Val Sabbia

abermals scharf abgetrennt wurde. Weitere Studien hierüber sind sicher noch notwendig, als Ganzes aber kann an einem relativ beträchtlichen separaten Vorstoss der Bozener-Scholle und wohl auch der derselben vorgelagerten Brenta-Masse gegen den Brenner hin kaum mehr gezweifelt werden.

Dieser südtirolische Eigenvorstoss der tridentinischen Einheit weit über eine in der Tiefe begrabene Silvretta-Wurzel, und damit natürlich auch über das Drauzug-System der ost-orobischen Muldenkeile hinaus, wird recht verständlich, wenn wir einerseits im Rücken dieser tridentinischen Scholle den Nordstoss der Zone von Recoaro und der Sette Comuni sowie die Zone verbissenen Kampfes zwischen dem Südrand der Cima d'Asta und dem Nordrand der genannten bellunesischen Randeinheit, samt deren junger Heraushebung in erst nachtertiärer, bestenfalls aber pontischer Zeit ins Auge fassen. Die letzten Bewegungen dieser südlichen Scholle sind nachgewiesenermassen erst spätmiozän, weil auch das Torton noch in jene Komplikationen beidseits Borgo Val Sugana, und zwar in durchaus krasser Weise, miteinbezogen worden ist. Wir können somit auch den vor dieser Val Sugana-Nordfront sich vollziehenden letzten tridentinischen Vormarsch des Bozener-Blockes und den mit demselben genetisch verbundenen weiteren Vorschub der ostbergamaskischen Frontelemente in der Brenta-Scholle, – im übrigen wohl auch zusammen mit den vielen lokalen Aufsplitterungen der Dolomitenplatte in deren verschiedene heute bekannte Einzelschollen –, zum mindesten erst etwa in das Miozän, höchstens an den Anfang desselben, aber kaum je in eine frühere Phase verlegen.

Damit ist dieser Bozener-Vorstoss nun aber sicher, zum mindesten teilweise, wenn nicht überhaupt, *jünger als das Ende der Intrusion des Adamello-Stockes*, und die allerletzten Phasen sind sicher auch noch jünger als die Intrusionen des Kreuzberg-Tonalites und des Iffinger/Brixener-Massivs. Da aber zum mindesten das Bergeller-Massiv schon zu Beginn des Miozäns, wie die mit Julier-Granit vermischten Nagelfluhgerölle von Bergeller-Granit und Tonalit in der Molasse von Como zeigen, bestimmt weitgehend entblösst war und der Adamello die weitgehendste Verwandtschaft mit diesem Bergeller-Massiv aufweist, sowohl nach petrographischer Zusammensetzung als nach Kontakterscheinungen und dem Verhältnis zwischen Intrusion und alpiner Tektonik, somit im grossen wohl sicher auch dasselbe Alter besitzt wie das Bergeller-Massiv, so dürfen wir wohl zwischen den gegenüber dem Adamello und dem Bergeller-Massiv sicher vortonalitischen alpinen Deckenschüben und der zum mindesten grösstenteils sicher ebenfalls vortonalitischen Steilstellung bis Überkipfung der Wurzeln – man denke an Val Gallinera, wo tatsächlich die schon überkippten orobischen Mulden vom Adamello durchstossen werden – und dem Miozän eine recht beträchtliche Erosionsepoke annehmen. Eine Erosion, deren gröberes Schuttmaterial heute nirgends mehr in Form grober Konglomerate genauer bekannt ist, da solches Material über den südlich vorliegenden und dazu in miozäner und nachmiozäner Zeit nochmals reaktivierten und erst dann stärker emporgehobenen südalpinen Elementen der nördlichen Etschbucht heute schon längst wieder abgetragen und weiter verfrachtet worden ist, deren feinere Fraktion und weitere Ausläufer wir jedoch wohl am ehesten etwa in den oligo- und miozänen Sandsteinen und Mergeln der Gardasee-Furche noch vermuten könnten. Dabei kann die tridentinische Front zu jener Zeit, im Hinterland der tiroliden Wurzelemente und der an dieselben etwa noch angeschlossenen schmalen Ausläufer der bergamaskischen oder der karnischen Zone sehr wohl bereits bis über die Höhe des heutigen Bozen etwa vorgerückt gewesen sein, um diese Elemente nun erst in einer weiteren, wohl erst spät- oder mit ihren letzten Äusserungen sogar postmiozänen Bewegungsphase noch definitiv überfahren zu haben.

Damit wurden vielleicht auch die dem Adamello unmittelbar benachbarten und petrographisch so weitgehend analogen, aber bisher einzig aus diesem einen Grunde als ebenfalls jung betrachteten und auch weit kleineren Intrusivmassen der Val di Non und des Kreuzberges vor allem – auf jene des Iffinger und von Brixen kommen wir gleich zurück –, weiter vorgeslepppt und damit auch beträchtlich stärker tektonisiert als der Adamello oder das Bergeller-Massiv; und es könnte weiter sogar sein, dass diese *Batholithenreihe Val di Non-Kreuzberg* primär eigentlich weit *südlicher* gelegen war als heute, nämlich in der normalen streichenden, eher *östlichen Fortsetzung des Adamello-Stockes* etwa, d. h. dass diese heute weit nördlicher liegenden Intrusivkörper, der Kreuzberg-Tonalit vor allem, *primär* in erster Linie, genau wie der Adamello, in die alte *Grenzzone zwischen oberostalpinen und südalpinen Elementen* intrudierten, wobei natürlich die rätische Beugung im tieferen Untergrunde von Malè wohl bereits vorhanden war und diese Intrusionen genetisch weiter unterstützte. Da nun aber weiter der Kontakt zwischen Kreuzberg-Tonalit und dem Kristallinkern der nördlichen Brenta-Scholle, d. h. der Phyllitbasis der Laugenspitze-Serie, nicht aber der des Kreuzberges mit dem Bozener-Porphyr, als durchaus *normaler Primärkontakt* erscheint, ist anzunehmen, dass diese östlichen Fortsetzungen der Adamello-Intrusionen auch noch den Nordrand oder nördliche Partien der *bergamaskischen Scholle der Brenta*, und zwar bis in beträchtliche Höhe derselben, erreichten, um erst in der Folge, beim weit späteren letzten Vormarsch der nördlichen Brenta-Scholle vor der tridentinischen Front bis in ihre jetzige Lage, mit derselben nun solidarisch, *von ihren Intrusivwurzeln abgesichert* und vor der tridentinischen Scholle weiter *passiv nach Norden geschleppt* zu werden. Es könnte aber nach diesen Gesichtspunkten weiterhin auch sehr wohl sein, dass der als Beweis für das jungalpine Alter der Kreuzberg- und der Iffinger-Masse von Gb. DAL PIAZ so übertrieben hervorgehobene und gehandhabte „*Rosenkranz*“ der *Tonalitknöpfe* zwischen Malè und Val di Non, deren junges Alter übrigens nur durch ihre schwache Ähnlichkeit mit dem Adamello-Tonalit, aber keineswegs durch irgendwie petrographisch genügend gesicherte Eruptivkontakte an jungen Sedimenten oder jungen Strukturen wahrscheinlich gemacht werden kann – im übrigen so wenig wie jenes des Pustertaler-„Tonalit-Rosenkranzes“ beidseits der Val Casies –, überhaupt gar nicht die tatsächliche Verbindung zwischen Adamello- und Kreuzberg-Tonalit darstellt, wie Gb. DAL PIAZ dies annimmt, sondern dass diese Tonalitknöpfe östlich Malè gemäss ihrem Inkontakttreten mit dem austrixden Kristallin der Tonale-Zone, weit eher stark verkümmerte Analoga einer etwas nördlicheren Intrusionszone, nämlich jener des *Rieserfners* im Osten, des Tonalites von *Sondrio* im Westen wären. Wenn überhaupt diese Tonalite des „*Nonsberger-Rosenkranzes*“ wirklich jung sind und nicht sogar dem älteren Kristallin der Tonale-Zone angehören; denn auch dies ist immer noch möglich, *so lange keine besseren Beweise für jungalpines Alter als bloss „gehärtetes“ Lepidozyklinen-Oligozän und ockrige Überkrustungen*, wie man sie auch in der Umgebung alter, heute abgestandener Mineralquellen sehen kann, namhaft gemacht werden können.

Die Brenta-Scholle würde in diesem Falle zwischen Malè und Val di Non die Tonale-Wurzel des Mittelostalpinen etwas stärker unterschieben als weiter nördlich im Gebiet der Val Maraun. Auf solche Weise kann aber schliesslich auch die Trias von St. Pankraz im Ultental im Prinzip immer noch der abgelenkten Jorio/Tonale-Linie am Innenrand der Tonale-Serie angehören, der hier zusammenfällt mit der Aussenfront der nördlichsten Brenta-Scholle; aber von da zog diese mittelostalpin-bergamaskische Grenzlinie dann, wenn sie es tatsächlich ist, nach den nunmehr vorliegenden Untersuchungen von Gb. DAL PIAZ und ANDREATTA wohl nicht mehr als alte grisonid/tirolide Trennungsfläche gegen das Marlingerjoch

hinauf, wie vor den genannten Studien, nach Angaben HAMMERS besonders, angenommen werden durfte, sondern eher direkt hinab gegen Meran. Dort würden heute vielleicht die mittelostalpinen Elemente der Tonale-Serie in primärem, tektonisch nur wenig gestörtem Kontakt direkt an den Iffinger-Tonalit heranstossen, auf dessen Stellung und Alter wir gleich zurückkommen.

Die oberostalpine Wurzel aber läge, von der Bozener-Scholle und den letzten gegen Nordosten auskeilenden Spitzen der bergamaskischen Einheit samt deren tonalitischen Frontpanzerung am Kreuzberg nunmehr überstossen, weit unter derselben in der Tiefe, vielleicht sogar noch mit Resten alten Erosionsschuttet aus der Zeit zwischen Adamello-Intrusion und tridentinischem Restvorstoss. Denn gerade ein *inneralpines Tertiärbecken* vom Typus desjenigen von Klagenfurt, das ja übrigens heute gleichfalls sichtbar schon von der Karawanken-Front noch angefahren ist, wäre auch in Südtirol, an der alten Südalenfront der Brenta – als der Fortsetzung derselben Karawanken-Front gegen Westen –, an sich denkbar gewesen, und es ist in dieser Beziehung abermals bemerkenswert, dass gerade in der oberen Val di Non so auffällig junge Sedimentreste wie das Lepidozyklinen-Oligozän überhaupt auftreten, gewissermassen mitten im Gebirge. Dieses Nonsberger Oligozänbecken kann sehr wohl einem einst über die alten tektonischen Grenzen nach Süden hinweggreifenden ehemaligen südlichen Ausläufer eines inneralpinen Beckens vom Typus desjenigen von Klagenfurt angehören, dessen Hauptmasse heute unter dem jungen Vorstoss der Bozener-Scholle, an der Basis einer gewaltigen Reliefüberschiebung ersten Ranges, begraben wäre.

Im einzelnen aber ist nun gerade zwischen Meran, *Penserjoch* und *Mauls*, d. h. längs dem Nordrand des altberühmten *Iffinger* und des *Brixener-Granites* noch vieles recht unklar. Sicher ist der Primärkontakt des Brixener-Granites mit der alten Phyllitbasis der Bozener-Porphyrtafel, sicher aber auch die Existenz einer steilen Unterschiebung des Iffinger durch die Porphyrfront und deren Grödener-Bedeckung an der Naif-Linie, in der Fortsetzung der Störung von Völlan. Weniger sicher jedoch ist der Kontakt dieser in sich abermals noch recht beträchtlich durchbewegten Intrusivmassen mit ihrer nördlichen Nachbarschaft und die wirkliche tektonische Stellung derselben.

In früheren Jahren galt der bekannte Verrucano/Triaszug des Penserjoches resp. des Zuges Zinseler–Hühnerspiel–Weisshorn–Obernbergtal als Wurzelkeil zwischen einer schmalen oberostalpinen Kristallinwurzel im Süden und der östlichen Fortsetzung der Tonale-Zone im Norden. Diese Darstellung, wie sie etwa noch im „Bau der Alpen“ auf Grund damals besonders von SPITZ und CORNELIUS angenommenen engen faziellen Zusammenhängen zwischen Maulser-, Penserjoch- und Veltliner-Trias und auf Grund einer Zuweisung vor allem des Brixener-Granites zum vorpermischen Grundgebirge vertreten worden war, ist von mir, und zwar in erster Linie auf Grund der Aufnahmen SANDERS und der neueren Mitteilungen von CORNELIUS aus dem Gebiete der insubrischen Linie, bereits 1935 verlassen worden, und ich vertrat als neue Ansicht die These, das ganze Gebiet im Norden des Brixener-Granites sei als zur südlichen Ötz-Masse gehörig zu betrachten. Das mittelostalpine Kristallin des südlichen Vintschgau sollte westlich Meran unter dieser südlichen Ötz-Masse verschwinden und erst bei Trens und Mauls an der Eisack, in Wurzelstellung vor allem, im Süden der Tauern wieder erscheinen. Auf solche Weise wäre das ganze Gebirge im Norden der Brixener- und der Iffinger-Granite und Tonalite einfach als wurzelnaher Südzone der Ötz-Masse zu betrachten gewesen, während der eigentliche Südrand der Ötz-Wurzel, mit den Verbindungsgliedern zwischen dem Pustertaler Drau-Zug und den orobischen Mulden, nach der dama-

lichen Darstellung im Brixener-Granit aufgeschmolzen worden und damit auf immer verschwunden wäre (siehe „Geol. Probleme zw. Engadin u. Ortler“, S. 65).

Die Trias-Verrucano-Züge des Penserjoch-Gebietes haben in der Tat, wie ich mich unterdessen an Ort und Stelle überzeugen konnte, mit wirklichen Wurzelkeilen vom Typus des Veltlins oder des Joriopasses oder des Drau-Zuges nach ihrem ganzen tektonischen Stil nichts zu tun. Es sind zum Teil recht flach von Süden gegen Norden ins Altkristallin eingreifende, von demselben an ihrem Oberrand meist scharf überstossene Mulden, die in ihrem Streichen allerdings, durchaus nach Art von Wurzelzügen, oft rasch auskeilen und sich sogar ablösen. Vom Maulser-Verrucano ist jener des Penserjoches recht verschieden, und gerade diese Verrucanokeile vom Typus des Gänsekragens am Penserjoch, die sich im Streichen bald verlieren und sicher nur wenig tief ins Kristallingebirge eingreifen, sind zunächst wohl kaum anders zu deuten denn als Reste nach Süden überkippter Mulden innerhalb der „südlichen Ötz-Masse“; und nicht ohne Grund finden sich auch südlich der Penserjoch-Züge scheinbar noch immer dieselben Kristallinserien wie nördlich derselben. An diese südliche Kristallinmasse aber stösst, zum mindesten von Meran bis Mauls, der Brixener- und Iffinger-Tonalit/Granitzug mit seinem sicher primären Kontakt an der Bozener-Scholle resp. den Brixener-Phylliten. Ist aber dieser Granitzug etwa, analog dem Kreuzberg-Tonalit in der nördlichen Brenta-Einheit, zusammen mit der Bozener-Scholle, als die eigentliche Front der tridentinischen Einheit, mit derselben noch weit von Süden her vorgestossen worden?

Ich glaube diese Frage heute, besonders auch nach einem näheren Besuch der Penserjochgegend und von Pens selber, klar verneinen zu sollen. Der Südrand der Kristallinmassen reicht fast mit Bestimmtheit bis an den Tonalit/Granitzug heran, und dieser Südrand ist kein Erosionsrand, wie er dies bei der Annahme einer solidarisch mit der Bozener-Front vor sich gegangenen Blockbewegung auch der Tonalit/Granitmasse im Sinne der oben ausgesprochenen Vermutung sein müsste. Die jungen Eruptiva liegen auch nicht etwa bereits im Inneren der Bozener-Scholle, denn dieselbe reicht nicht bis an die Muldenkeile der Penserjoch-Trias hinaus; sondern, was nördlich der Granit/Tonalitfront liegt, gehört auch nach petrographischen Kriterien bereits am ehesten zur südlichen Ötz-Masse. Es ist aber kaum anzunehmen, dass eine durch Erosion glatt blossgelegte „Nordwand“ des Brixener/Iffinger-Zuges an der tridentinischen Front unversehrt an die 25 oder auch nur 20 km weit nordwärts über eine alte Abtragsfläche vorgestossen worden wäre, denn westlich von Asten im oberen Pensertal ist nach den Untersuchungen SANDERS auch der Nordkontakt des Brixener-Granites gegen die südlichste Kristallinzone der „Ötz-Masse“ ein primärer. Wohl stellen sich abschnittweise auch an dieser Nordgrenze tektonische Störungen in Form von Quetschzonen und Mylonitstreifen ein, aber diese Dinge können auch erst in einer allerletzten Anpressungsphase, d. h. sogar nach dem Vorschub der Bozener-Scholle in ihre heutige Stellung noch entstanden sein. Und so finden vielleicht die – nach petrographischen Kriterien und ihrer lithologischen Verwandtschaft mit den Tonaliten des Adamello und des Bergells – wenigstens höchst wahrscheinlich jungen Intrusivmassen des Iffinger- und des Brixener-Granites die beste Erklärung darin, dass ihre Intrusion nicht in der gleichen Phase erfolgte wie die des Adamello, und dies trotz ihrer grösseren tektonischen Beanspruchung, dass dieselben somit nicht passiv an der Front der Bozener-Scholle nach Norden an ihren jetzigen Platz gestossen wurden, sondern da, wo sie jetzt liegen, d. h. längs der grossen Schubnaht der tridentinischen Nordfront, zwischen südlicher Ötz-Masse und Bozener-Scholle intrudiert wurden. Dass aber auch nach der Intrusion und Erstarrung dieser Massen noch immer weitere

tektonische Bewegungen an diesem grossen Dinaridenkopf des Brenners stattfanden, das zeigen mit genügender Sicherheit schon die Quetschzonen am Nordrand des Brixener-Granites im Osten des Penser Tales und die Existenz der Naif-Linie ob Meran. (Vergl. Darstellung Profil 5, Tafel X.)

Eine andere Auffassung der Dinge um das Penserjoch aber scheint mir auch heute gleichfalls immer noch möglich, ohne dass dabei der Grundzug des südalpinen Vorstosses und das junge Alter der Iffinger/Brixener-Masse tangiert würde. Denn nach der ganzen Natur der Penserjoch-Keile, die stets mit dem ältesten Schichtglied, dem Verrucano oder den Quarziten, ganz normal der südlichsten



Fig. 39. Ausschnitt aus den Penserjoch-Zügen im westlichen Hintergrund des Setterberger-Tales (vgl. Bl. Meran).

Das Ötzkristallin der Etschen- und der Rötenspitze überschiebt hier scharf und nur mittelsteil die oft gegen oben hin zu Linsen reduzierte Penser-Trias des Hühnerspiel-Zuges. An der Basis der Trias (Muschelkalk-Raibler) hie und da Reste von Buntsandstein-Verrukano über dem tieferen Kristallin des Penserjoches.

kristallinen Randzone vor der Brixener/Iffinger-Masse auflagern und umgekehrt an ihrem Nordrand stets mit ihren jüngsten Schichten, d. h. den Raiblern *vom eigentlichen Ötz-Kristallin an scharfer und nur mittelsteiler Schubbahn überfahren* werden, könnten dieselben im Prinzip immer noch als Reste des trennenden Sedimentzuges zwischen einem *oberostalpinen* wirklichen *Ötz-Kristallin* im Norden und einem *mittelostalpinen Campo-Kristallin* im Süden gedeutet werden. Das südlich an diese Penserjoch-Weisshorn-Obernberg-Keile anschliessende Kristallin könnte recht wohl, und zwar trotz dem Auftreten der „mineralreichen Schiefer“ vom Typus des Schneeberger-Zuges, doch *Campo-Kristallin* sein, wenn wir uns der petrographischen Ähnlichkeiten des *oberostalpinen* Kristallinkerns der Silvretta mit jenem der *eigentlichen Campo-Decke* im oberen Veltlin und im Puschlav erinnern. Gegen Westen würde, nach dem Auskeilen der Penser-Trias, der Verrucano allein die deckentrennende Rolle übernehmen, bis knapp über 2 km an das Passeyer-Tal heran, und von dort aus wäre auch heute noch der *Anschluss an den Südrand der eigentlichen Ötz-Masse* im mittleren Vintschgau, über die stets und von den verschiedensten Autoren erwähnten *Quetsch-Zonen* um *Schloss Tirol* und *Quarazze*,

und damit der Anschluss an die Schlinig-Linie des Westens durchaus möglich. In diesem Falle aber würde der schmale *Kristallinstreifen südlich der Penser-Trias/Verrucano-Züge* den *Rest eines schmalen Fensters* zwischen Ötz-Masse und Ötz-Wurzel bedeuten, dessen grösster Teil mitsamt der ganzen Ötz-Wurzel von der Bozener-Scholle überfahren und zugedeckt worden wäre. Längs der Schubnaht an der Front der Bozener-Scholle aber wäre nach wie vor die junge Intrusivmasse der Iffinger- und Brixener-Gesteine aufgedrungen und hätte die *wirklichen Zusammenhänge weiter verschleiert* resp. überhaupt verwischt. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Auch diese Auffassung der Dinge scheint mir heute durchaus möglich, sie muss aber erneut genauer studiert werden. Damit aber würde der „*Restvorstoss*“ der Bozener-Scholle noch bedeutend grösser als vorerst angenommen werden konnte, wären doch dann nicht nur die oberostalpinen Wurzeln und zwar die in ihrer Breite hier ja nicht bekannten Drau-Zug-Keile und die Kristallin-Wurzel, sondern auch die mittelostalpine Campo-Wurzel samt den südlichen Teilen des „*Penserjoch-Fensters*“ von der Bozener-Scholle überfahren und zugedeckt werden. Die Zukunft wird ohne Zweifel diese Dinge noch besser lösen.

Verlangt so die wirkliche Rolle der Penserjoch-Züge und die Tonalit/Granit-Zone zwischen Kreuzberg, Iffinger und dem Brixener-Granit in bezug auf das nähere Alter seiner einzelnen Glieder bestimmt noch weitere Studien, so steht daneben der radikale, gegenüber dem Adamello sicher posttonalitische und zur Hauptsache wohl erst miozäne Schlussvorstoss der Bozener-Scholle über die oberostalpine Wurzel hinweg auf recht realen Grundlagen. Vollständig gesichert aber ist der *tridentinische Vorstoss der Bozener-Front zum Brenner hinauf* als der *Vormarsch der grossen südalpinen Zentralscholle Tirols gegenüber den westlichen bergamaskischen Elementen*. Der ganze Bau des Etschbucht-Gebirges, vom Gardasee und den südlichen Judikarien bis hinauf in die Brenta-Scholle lässt sich ohne einen solchen Sondervorstoss der tridentinischen Einheit zum Dinaridenkopf des Brenners überhaupt nicht verstehen.

Mit diesen Feststellungen aber stehen wir nun hier, im Raume Südtirols, vor prinzipiell durchaus ähnlichen, nur noch viel grossartigeren Dingen wie wir sie in allererster Linie zunächst zwischen *Luganer- und Comersee*, in der Aufschiebung der Generoso-Scholle über die insubrische Antiklinale, die Salvatore-Mulde und den Südrand des luganesischen Kristallingebirges, im Osten des Comersees im Vorschub dieser südalpinen Sedimentplatte über die Kuppen der Valsässina, die orobischen Mulden und, östlich Bellano, sogar den Südrand des orobischen Kristallins erkennen konnten. In ihrer räumlichen Ausdehnung sind die von diesen Blockbewegungen betroffenen Schollen wohl recht ungleichwertig, indem die Bozener-Scholle die Generoso-Masse des Sotto Ceneri in ihrem Ausmass bei weitem übertrifft. Und nach ihrem Alter sind die Bewegungen an den beiden „Dinariden-Köpfen“ grundsätzlich weit voneinander getrennt, da im Westen die Molasse von Como und Varese über die alte Schubfläche der Generoso-Masse bis auf die Campo dei Fiori-Platte hinab transgrediert und ihr Nordrand zwei verschiedene Elemente des Gebirges schief überschneidet, der Bozener-Vorstoss aber ganz offensichtlich mit den miozänen Bewegungen in Val Sugana in Verbindung steht, somit weit jünger ist. Aber im Prinzip erkennen wir – und das scheint mir das Schöne und Wesentliche an den vorliegenden Untersuchungen –, nicht nur im Grundriss, sondern vor allem auch im Querprofil der beiden grossen Dinaridenköpfe, d. h. in jenem des Sotto Ceneri und in jenem Südtirols, im Raume von Bozen und im Raume von Lugano, ja vielleicht sogar noch im Abschnitt der Sesia dasselbe tektonische Grundphänomen, nämlich den Vorschub ganz bedeutender Elemente der südlichen Kalkalpen in Form ausgedehnter Teildecken bis über das innerste ober-

ostalpine Wurzelland hinweg. Im ganzen Westen, mit Ausnahme vielleicht des Sesia-Abschnittes, ohne sichtbares Auftauchen des alten vormesozoischen Unterbaues; auf der grossartigen südalpinen Achsenkulmination im Querschnitt von Bozen aber auch mit gewaltigem Hervortreten der alten Unterlage der bewegten Südalpenschollen. Die alte These: „*Die Nordbewegung beherrscht das Feld, auch in den Südalen*“, gilt damit heute mehr als je und jener Satz aus der „Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen“: „Alle nach Süden gerichteten Falten bleiben doch nur verschwindend kleine rein sekundäre Phänomene gegenüber der gewaltigen Nordbewegung auch dieser südlichen Alpenteile“, ist durch die südalpine Wirklichkeit heute mehr als je bestätigt. Die These vom zweiseitigen Bau der Alpen trifft in gar keiner Weise zu, ebensowenig aber auch jene von der Autochthonie der Südalen. Nichts in den Alpen steht fest, nicht einmal alle jungalpinen Massive, und die gewaltige Nordflut aller Massen hat sämtliche Elemente des Alpengebirges erfasst, von den helvetischen Massiven, ja sogar der subalpinen Molasse bis an den padanischen Rand der Südalen. Und wo immer in diesen Südalen wir die sogenannten „dinarischen“ Züge des Baues näher prüften, so passt auf dieselben im Prinzip, bis an den Tagliamento heran, wo die Dinge mit dem Beginn der ersten dinarischen Abirrungen sich komplizieren, im Grunde und einfach ausgedrückt nichts besser als das geflügelte Wort CHRISTIAN MORGENSTERNs: . . . „Es war ein Knie, sonst nichts!“

So zeugt heute das Strukturbild der gesamten Alpenkette, vom externen Molassesau bis in die innersten Elemente der Südalen hinab, nur von der einen gewaltigen *generellen Vorbewegung aller Massen aus dem padanisch-adriatischen Raum gegen das mitteleuropäische Vorland hin* und erscheint damit das alte, vor 25 Jahren im „Bau der Alpen“ erstmals entworfene Bild von der Entstehung der Alpen durch in erster Linie auf den Vormarsch des afrikanischen Blockes zurückgehende Schübe gegen Norden auch durch die neueren Studien in den bisher stets umstrittenen Südalen in zwar nicht unerwarteter, aber nach ihrem Umfang grossartiger Weise bestätigt. Subalpine Molasse, helvetische Massive, das gesamte alpine Deckengebirge, von den Helvetiden über die Penniden und Grisoniden bis zu den höchsten Aistriden hinauf, und endlich auch der ganze komplexe *Bau der Südalen* sind *alle*, samt und sonders, im Prinzip von einem padanisch-adriatischen Rückland europawärts gestossen worden. Die grossen Schollen der Südalen, von der Generoso-Masse des Tessinerabschnittes und des Comersees über die Bergamasker Alpen bis hinauf an den Brenner, und durch die Dolomiten und Val Sugana bis hinüber in die Carnia, die Julischen Alpen und die Karawanken, sind primär durchaus im gleichen Sinne nordbewegt wie die grossen Decken der zentralen und nördlichen Alpenteile und die autochthone einstige Randzone des Gebirges samt der an dieselbe anschliessenden Molasse. Aber während zwischen helvetischen, penninischen, grisoniden und oberostalpin-tiroliden Elementen stets gewaltige Schubflächen weit in die Tiefe greifen, längs denen die grossartigen Schuppenzonen an der Basis der Tiroliden und der Grisoniden, im Norden die höchsten helvetischen Deckenelemente vorgeschrifft worden sind, hangen oberostalpine und südalpine Massen um oft nur ganz seichte Mulden enger miteinander zusammen und bilden auf solche Weise unter sich eine gewisse, wenn auch in sich weiter aufgesplitterte grossartige Einheit erster Ordnung, die gewaltigste der Alpen. Das aber ist nichts anderes als die gegen Osten machtvolle sich erweiternde pannonische Scholle mit ihren beidseitigen Randgebieten, in den nördlichen Kalk-Alpen zwischen Rhein und Wien einerseits, in den Südalen andererseits.

Der Nordteil dieser „pannonischen Einheit“ ist als höchste austroide Hauptdecke der Alpen, gegen Westen in stets vermehrtem Masse, nordwärts weit und schliesslich

bis über das nördliche Vorland hinweggetrieben worden, der Südteil bildet die südalpinen Schollen, die ihrerseits mit den dinariden Zügen im Osten der Adria in engem Zusammenhang stehen. Eine tektonische Einheit erster Ordnung besteht somit sicher, die die oberostalpine Decke der zentralen und nördlichen Alpen samt den Südalpen und damit auch dinarische Glieder umfasst. Darf aber deswegen wirklich die oberostalpine Decke als Bestandteil der Dinariden, als eigentlich „dinarische“ Decke aufgefasst werden, wie dies früher, auch meinerseits, etwa formuliert worden ist?

Diese Fragen sind schon im „Bau der Alpen“ diskutiert worden: „Die oberostalpinen Decken sind einfach die nördlichen Vorposten der südlichen, nun ‚dinarisch‘ genannten Alpenteile, und somit haben solche ‚dinarische‘ Massen die eigentlichen Alpen überschritten.“ „Die oberostalpine Decke liegt als ein Stück Dinariden auf den Alpen.“ „Alpen und Dinariden sind eins, sie gehören zusammen.“ „Die oberostalpinen Decken sind nur nördliche Ausläufer der grossen Dinaridenscholle, die Dinariden die südlichen Partien der oberostalpinen Decken.“ Es hiess aber weiterhin dort auch schon sehr deutlich: „Damit ist nun keineswegs gesagt, dass die oberostalpine Decke den heutigen ‚Dinariden wirklich gleichzusetzen sei‘“, und unmittelbar darauf folgt der Satz: „Die heutigen Dinariden der Schulmeinungen sind nur in beschränktem Masse über die Alpen vorgedrungen, aber es gibt eben keine Grenze zwischen diesen ‚Dinariden‘ genannten südlichen Alpenteilen und den oberostalpinen Decken.“

Heute sind diese Dinge bedeutend besser abgeklärt als vor 25 und 30 Jahren. Wohl besteht, wie gerade hier erneut wieder dargelegt werden konnte, eine alpine Grossseinheit, die die dinarischen Elemente der Südalpen einwandfrei mit der oberostalpinen Decke der Silvretta, der Ötztasse, der Muralpen und den nördlichen Kalkalpen verknüpft. In Form der oberostalpinen Decken sind aber nur die nördlichen und zentral gelegenen Teile dieser Grossseinheit über die tieferen alpinen Elemente der Grisoniden, der Penniden und der Helvetiden hinweggegangen; in Form der bergamaskischen, der karnischen und der nord-tridentinischen Schollen der Südalpen haben jedoch auch Elemente des eigentlichen westlichen Dinaridenraumes tieferes alpines Land noch knapp überschritten. Man kann daher wohl formulieren: Es gibt in den Alpen als höchstes tektonisches Element eine pannonische Masse, deren nördliche und zentrale Teile in Form der oberostalpinen Decken tieferes rein alpines Land überfahren haben, deren südliche Randelemente aber heute, wenn auch mit deutlichem Anschub an die Zentralalpen, das südalpine Gebirge und die aus ihnen, allerdings erst nach weiterem Auseinanderstrahlen der Ketten in der Krain hervorgehenden wirklichen Dinariden bilden. Diese pannonische Grossseinheit verknüpft wohl oberostalpines und dinarisches Land zu einer einzigen grossartigen Gesamtscholle, daneben aber gliedert sich eben, und zwar schon seit alter Zeit, diese pannonische Scholle sehr deutlich in mehrere Einzelemente, die im Laufe ihrer Geschichte, von den geosynkinalen Anfangsstadien der Alpenfaltung bis zu den orogenetischen Endspielen derselben, durchaus getrennte Entwicklungen durchgemacht haben.

Überblicken wir diese Dinge noch einmal in knappen Zügen.

Im Anschluss an ein nördliches Vorwerk der pannonischen Masse in der Bernina/Dent Blanche-Scholle, die, in den Westalpen kräftig, in den Ostalpen sich langsam verliert, etabliert sich, und zwar schon vom oberen Perm und der tieferen Trias an, der nordpannonische Sedimentationstrog, im Laufe der Zeiten sich ständig und immer mehr differenzierend zu den verschiedenen heute bekannten Faziesräumen zwischen dem unterostalpinen Randbezirk der austriiden Zone und dem Nordabfall der Ötztasse. An diesen grossartigen und vielgestaltigen nordpannonischen Trog schliesst südwärts die „zentralalpin“-pannonische Schwellenzone sich an, im Dach der Ötztasse und den Sedimentinseln Kärtens; an deren Südrand folgt der weite südpan-

*nonische Trog* der späteren südalpin-dinarischen Bezirke, der in der innersten südalpinen Einheit aber bereits wieder, in der Zone von Recoaro und den südbellunesischen Elementen, einer neuerlichen abermals *interneren Schwellenzone* weicht, in der wir wohl nur den Beginn des *Abruzzen-Schelfes* Unter-Italiens sehen können. Die Elemente des *nordpannonischen Raumes* und der *pannonischen Schwelle* haben, in Form der *ostalpinen Decken*, den vor ihnen gelegenen tiefen penninischen Geosynkinalraum samt dem helvetischen Schelf überschritten und *durch ihren Vormarsch diese Elemente zum gewaltigen penninisch-helvetischen Deckenhaufen zusammengelossen*, schliesslich denselben unter weiterer Zersplitterung in die verschiedenen *ostalpinen Decken* sogar *beinahe vollständig überfahren*. Der Inhalt des *südpannonischen*, dinarisch-südalpinen Trograumes aber ist, bis auf geringe Ausnahmen in den nördlichsten Südalpen, *nicht sichtbar über tieferes alpines Land vorgedrungen* und bildet zur Hauptsache, allerdings mit Resten der abruzzesen Schwellenzone, heute die *Einheit der Dinariden und der Südalpen*. Diese *abruzzese Schwellenzone* ist es, die, gewissermassen *an der Front eines generell gegen Norden drängenden Adria-Blockes*, zwischen Verona, Recoaro, Valsugana und Belluno sichtbar in mächtigem Bogen, dessen linke Flanke unter der Po-Ebene gegen Mantova und Modena hin zielt, *als machtvolles eigentliches Rückland-Element in kräftigem Vorstoss weit in die eigentlichen Südalpen eingedrungen ist* und vor sich her in einer jüngsten Bewegungsphase, die auch jener der eigentlichen Abruzzen selber bestens entspricht, *im Miozän den grossen Dinaridenkopf Süd-Tirols noch bis nahe an den Brenner heran gen Norden getrieben hat.*

---

So kann heute der seit langem erkannte nähere *Zusammenhang zwischen oberostalpinen Decken und Dinariden-Südalpen* im Rahmen einer gewaltigen *pannonischen Grosseinheit* erblickt werden, deren *nördlichen Teile* als *höchste Decken der Alpen* das tiefere penninisch-helvetische Deckenland überfuhren, bis an den nördlichen Molassetrog, deren *südliche Teile* aber als *Rückland des alpinen Deckengebirges*, aber auch in dieser Eigenschaft *gewaltig disloziert und aufgesplittet*, am Südrand der Gesamtkette, *in den Südalpen* zurückgeblieben sind. Dass dabei die pannonicische Masse in ihrer Gesamtheit, wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Vorstoss des korsosardischen Blockes in die ligurische Verknickung des Apennins hinein, vom Raum Ungarns her immer mehr vorgeschenkt worden ist, eben zu den ostalpinen Schubmassen der Alpen, sei nur nochmals in Erinnerung gerufen.

Damit sind wohl die wahren Beziehungen der Silvretta-Decke als der höchsten Einheit der austriuden Schubmassen der Alpen zum südalpinen Element genügend und wie mir scheint befriedigend umrissen und auf alten Fundamenten, den nunmehrigen Erkenntnissen entsprechend, neu formuliert.

Ein Punkt aber im Bau der Südalpen, und ein ganz entscheidender, bleibt vorderhand noch ein dunkles Rätsel. Das ist die Existenz der gewaltigen Porphyrmasse von Bozen. Es sei daher in einem letzten Abschnitt versucht, wenn auch nur in vagen Umrissen, diesem wichtigen Problem des Südtiroler Porphyrschildes und seiner Rolle in der Geschichte des zentralen Südalpenabschnittes noch etwas näher nachzuspüren.

### 5. Das Problem des Porphyrschildes von Bozen.

Diese einzigartige Porphyrmasse, weitaus die grösste der Alpen, und alle andern sonstigen Porphyrgebiete im weiten Umkreis als fast unbedeutend hinter sich lassend, hat bei der ganzen *Gestaltung der Alpen* eine absolut ausschlaggebende Rolle gespielt. Denn durch diese ausgedehnte starre und mächtige Porphyrtafel wurde

der Untergrund des ganzen tridentinischen Sektors gegenüber jenem der Nachbargebiete in erster Linie so weitgehend versteift, dass er in der Folge bei der ganzen alpinen Gebirgsbildung mechanisch als eine über grosse Räume hinweg durchaus einheitlich steife Scholle reagierte. Diese Scholle, die heute bis nahe an den Brenner vorstösst, und deren Starrheit auch den Innenbau der ganzen zentralen Südalpen beherrscht – man denke nur an die alte und bis zu einem gewissen Grade, wenigstens für die nördlichen Dolomiten, immer noch zutreffende Vorstellung der nur durch Brüche zerhackten „Dolomiten-Tafel“ – verrät aber ihren Einfluss sogar auf den gesamten Alpenbau dieses Sektors bis hinaus an den helvetischen Alpenrand. Dem Umriss dieser tridentinischen Einheit, d. h. der eigentlichen Front der Bozener Porphyrtafel, passt das Streichen der ganzen Rätischen Alpen mit fast allen ihren Unterelementen, mit dem Verlauf der Falten und Deckenstirnen, heute auch mit dem Verlauf der Talsysteme dieses grossen und wichtigen Gebirgssektors, sich an, und bereits der bloss embryonale Vorstoss dieser Bozener-Versteifung hat, schon vom Lias an, zusammen mit dem Niedersinken der helvetischen Vorlandmassive im Rücken der ostwärts abtauchenden Schwarzwaldbastion, der grossartigen und mit Recht berühmten Beugung der Rätischen Alpen im Raume zwischen Brescia, Garda, dem Lago d'Idro, Bünden und Glarus ihre erste Entwicklung verschafft. Und mit dieser Beugung der Rätischen Alpen, die sich in der Folge durch den immer weiteren Nordstoss der Bozener-Porphyrsscholle ständig verstärkte, hangen genetisch weiter zusammen die Intrusionen der jungalpinen Massive und deren Position in diesem rätischen Gebirgssektor, mit samt allen weiteren Folgen dieser so deutlich an die rätische Beugung gebundenen jungmagmatischen Vorgänge, d. h. in erster Linie mit der Verbreitung der rätischen Thermen und Säuerlinge, von Bünden über das Veltlin und die Bäderlinie von Pejo und Rabbi bis nach Recoaro oder gar bis nach Abano hinein. Und weil der letzte Frontalvorstoss der Bozener-Scholle des weiteren im Prinzip so klar gegen die tektonische Senke im Brenner-Gebiet gerichtet war und dieselbe noch zusehends verstärkte, so ist wohl auch die historisch so wichtige heutige Brenner-Furche, über die seit der Völkerwanderung immer wieder in allererster Linie die nordischen Invasionen Italiens sich vollzogen und die bequemste Marschroute fanden, genetisch mit der Existenz des Bozener-Porphyrsschildes verbunden. So spielt die Masse des Bozener-Porphrys eine in vielem entscheidende Rolle in der Entwicklung des Alpengebirges, und zwar von den ersten embryonalen Bewegungen der beginnenden Jurazeit bis in die Gegenwart, d. h. bis in die Geschichte der alpinen Völker und Italiens hinein.

Es ist daher wohl nur natürlich, wenn wir einmal nach den Gründen uns umsehen, warum hier und eben nur hier im ganzen alpinen Raum ein derartig kräftiger, zu solch gewaltigen Porphyranhäufungen führender Oberflächenvulkanismus im Gefolge der herzynischen Orogenese, d. h. etwa zwischen oberem Carbon und mittlerem Perm sich abgespielt hat. Denn diese Bozener-Versteifung im südalpinen Raum scheint effektiv nur gerade auf diesen einen Sektor des Gebirges beschränkt zu sein, sie bildet auch den weitaus auffallendsten Vorsprung in der ganzen südalpinen Rücklandfront, von Ungarn bis zum Langensee hinüber; wir müssen somit annehmen, dass es einzig gerade hier in so hohem, ja durchaus abnormalem *Ausmass* zu diesem obercarbonisch/unterpermischen, d. h. späthercynischen *Vulkanismus* gekommen sei.

Wohl begleiten kleinere Porphyrvorkommen die bergamaskische Nordfront und den Trompia-Aufbruch, oder erscheint eine westliche ausgeprägte Porphyro provinz der Südalpen zwischen Lugano und der Sesia, auch hier von ganz beträchtlicher Längserstreckung und allerdings unbekannter Breite, und auch dort den Anlass zu einer mächtigen Versteifung des alpinen Rücklandes bildend und

damit regelrecht grundlegend für die Schaffung eines westlichen, aber weit kleineren Dinaridenkopfes im Sotto Ceneri. Aber nach seinen mechanischen Folgen zu urteilen, kann auch das innerhalb der westlichen Südalpen so bedeutend erscheinende Porphyrzentrum von Lugano/Val Ganna bei weitem nicht mit der Entwicklung der grossen Bozener-Vulkanprovinz des ausgehenden Herzynikums sich messen, und eine räumlich auch nur halbwegs äquivalente Bozener-Porphyrmasse gibt es somit, trotz diesem beträchtlichen vulkanischen Anlauf im Luganeser-Porphyrrbezirk, in den ganzen westlichen Südalpen nicht. Und von den Dolomiten nach Osten spielen postherzynische Porphyre im Gesamtbau der Südalpen überhaupt kaum eine Rolle mehr.

Was aber kann diesen spät- und postherzynischen Vulkanismus gerade in dem einen, später für die Geschichte der Alpen so entscheidend gewordenen Querschnitt Südtirols, der sich im übrigen ja noch bis in die ladinische und karnische Zeit durch die nirgends sonst so mächtigen Ergüsse und Aschenregen in den Trias-Serien der eigentlichen Dolomiten noch weiter äusserte, dermassen exklusiv begünstigt haben?

Die südalpinen *Porphyrformationen* reihen sich heute, so weit sie überhaupt von jüngeren Sedimenten entblösst und damit in ihren konkreten geologischen Verbänden sichtbar sind oder sich vielleicht auch nur durch die besondere Steifheit der alpinen Tektonik jener alten Porphyrbezirke noch verraten, in drei verschiedene Zonen des Gebirges ein. In eine *nördliche*, mit den scheinbar im Prinzip auf einem alten *Längsspalten-* resp. *Längsbruchsystem* emporgedrungenen Porphyriten und Porphyren zwischen der Sesia, Lugano und der östlichen Bergamaska, eine *mittlere* im heutigen Trompia-Aufbruch, und die grosse *südliche* des Bozener-Porphyrschildes, dem vielleicht als allersüdlichste und zum Teil bereits etwas jüngere schwache Ausläufer auch noch die Porphyre und Porphyrite der Kuppel von Recoaro angehören mögen.

Gemäss dem heute eruierten Zusammenhang zwischen westlichen und östlichen Südalpen folgt die nördlichste „Porphyrlinie“ irgendwie dem Nordrand des karnischen Paläozoikums, von dessen jüngsten Gliedern wir ja Spuren in Form von „Trogkofel-Zeugen“ bis in die Bergamaska hinüber verfolgen können. Es scheint damit diese nördliche Vulkanlinie der westlichen Südalpen vor allem einem grossen Längsbruchsystem des herzynischen Baues in der Fortsetzung der *Nordbegrenzung* der herzynischen Hauptmulde der eigentlichen karnischen Kette gefolgt zu sein, einer Längsbruchschar, die das Magma bei seinem Aufstieg an die herzynische Landoberfläche als eine Zone geringsten Widerstandes in erster Linie zu benutzen allen Anlass hatte. Eine Bestätigung für diese Annahme sehen wir in der Tatsache, dass auch im äussersten alpinen Osten, d. h. im Bacher Gebirge, und zwar auch da in ähnlicher Position zum karnischen Raum wie im südalpinen Westen, wieder beträchtlichere Zeugen dieser nördlichen Vulkanlinie sich finden.

Die zweite „Porphyrlinie“ folgt am ehesten wohl ähnlichen Längsbrüchen des herzynischen Systems am Südrand der eben genannten herzynischen Mulde in der Fortsetzung der karnischen Kette, und die Porphyre des Trompia-Aufbruches breiten sich auch tatsächlich wieder, wie die nördlichen zwischen Lugano/Val Ganna und Serital über Altkristallin aus, wobei noch zu untersuchen bliebe, ob diese Trompia-Porphyre nicht etwa sogar überhaupt längs ersten Anlagen der späteren Trompia-Linie emporgestiegen seien; die triadischen Porphyre der südllichen Steiner Alpen scheinen diese These weiter zu stützen. Aber hier sehen wir bereits, dass die vulkanische Tätigkeit in dieser Trompia-Zone mit Annäherung an den Südtiroler Sektor, heute beispielsweise offenbar im alten Kern der nördlichen Brenta-Scholle, d. h. in der Porphyrmasse der Laugenspitze, ganz ausserordentlich

zunimmt und zugleich wohl auch bereits mit dem Hauptvulkangebiet des eigentlichen Bozener-Porphyrshildes verschmilzt.

Dieser Bozener-Vulkanismus scheint zwar, nach den Untersuchungen WOLFS vor allem, zunächst ebenfalls weitgehend an alten Längsbrüchen des herzynischen Gebietes, im weiteren Süden der grossen karnischen Sedimentmulde, in Form von regelrechten Spaltenergüssen sich entwickelt zu haben, Ergüssen auf Längsbrüchen, die auch in der östlichen Basis der Julischen Alpen in abgeschwächter Form noch immer, im gleichen tektonischen Grosselement, am Rande des Krainerbeckens sich kundtun, und diese alten Längsbrüche scheinen des weiteren auch in alpiner Zeit wieder reaktiviert worden zu sein als die genetischen Grundlagen für die Zerschneidung der Dolomitenplatte längs den Bruchsystemen vom Typus der Falzàrego-, Ansièi-, Marmolada- und Antelào-Linien; doch weist die sogar heute noch so mächtige Nordsüd-Ausdehnung des Südtiroler-Porphyrshildes bestimmt auch auf die Existenz von alten queren Spalten hin. Denn es scheint mir diese abnorme Anhäufung von Porphyrmaterial im heutigen Südtirol und der so auffallende Gegensatz dieses gewaltigsten Porphyrgebietes der gesamten Alpen zu den übrigen so viel kleineren Porphyroformationen der westlichen und auch der östlichsten Südalpen einfach oder schlechthin unerklärbar ohne die Annahme eines gerade hier und in erster Linie nur hier stattgehabten *Überkreuzens* von alten, spät-herzynischen *Längs- und Querbruchsystemen*.

Sind nun irgendwo tatsächlich auch nur *Andeutungen solcher Querbrüche* der herzynischen Zeit in der Umgebung des heutigen Südtiroler Sektors im alpinen Bau vorhanden oder sind solche herzynische Querbrüche überhaupt noch irgendwo als solche konkret erkennbar? Zunächst ist da zu erinnern, dass wir uns hier ja weit im alten Rückland der grossen herzynischen Hauptkettensysteme Mitteleuropas befinden, in einer Position dem herzynischen Orogen gegenüber somit, die weitgehend derjenigen des grossen afrikanischen Rücklandes dem heutigen alpinen System gegenüber entspricht. In diesem herzynischen Rückland der variskischen Gebirge Deutschlands und Böhmens, das ja – ähnlich wie heute das afrikanische Rückland der alpinen Ketten im Atlas-System –, auch von weiteren, gegenüber den nördlichen Hauptketten Mitteleuropas durchaus sekundären, wenn auch immerhin bedeutenden Gebirgszügen durchzogen sein konnte – im konkreten Falle von den herzynischen Elementen, die sich heute im Bau der karnischen Kette, in der Basis des marinen Obercarbons der Auernigg-Schichten unter einer grossartigen, wirklich altaiden Diskordanz in so klassischer Schönheit erkennen lassen –, können grosse Bruchsysteme vom Charakter der heutigen afrikanischen, syrischen oder mittelmarokkanischen Brüche, oder auch solche vom Typus der grossen Verwerfungszone zwischen spanischer Meseta und portugiesischer Tafel oder der Bruchsysteme der Auvergne sich gebildet haben, an denen das Magma, und ganz besonders an den Kreuzungsstellen mit den herzynischen Längsbrüchen, während des oberen Carbons und des Unterperms mit grösster Leichtigkeit den Weg an die Oberfläche finden mochte.

Natürlich ist es ausserordentlich schwierig, innerhalb der heutigen alpinen Strukturen und ihres Wirrwars noch Reste solcher alter *spätherzynischer Querbruchsysteme* als solche zu erkennen; ich glaube aber doch, in diesem Punkte die Aufmerksamkeit auf zwei Nachbarbezirke der Bozener-Porphyrtafel lenken zu sollen. Der eine ist der in vielem so merkwürdige *Ostrand der eigentlichen Ötz-Masse* längs der Brenner-Furche, der andere das so auffallende und von den nördlichen Alpengeologen heute oft fast vergessene, in vielen Beziehungen so wichtige *Bruchsystem von Schio*, längs dem die vicentinischen Ergüsse und später die Vulkane der Euganeen empordrangen. Hier liegt auf jeden Fall irgendwie eine Querspalte vor,

die nicht einfach quer auf die eigentliche Beugungsstelle zwischen bergamaskisch-veltlinischem und rätsch-judikarischem Streichen, d. h. in der Richtung etwa gegen den Lago d'Idro und Bagolino/Storo hinein verläuft, d. h. quer über den Gardasee hinweg, sondern die weit eher über das Plateau von Lavarone und dessen Basaltschlote ganz klar gegen Trento und den Querbruch von Zambana-Calasio hinauf weist und somit bedeutend östlich der grossen rätschen Beugung durchzieht. Die Querspalten des heutigen jungen Bruchsystems von Schio können aber an sich in ihren Anlagen primär sehr wohl auch viel älteren Ursprungs sein; diese primären Anlagen der Brüche des Schio-Systems mögen damit sehr wohl bereits am Ende oder in den Schlussphasen der herzynischen Bewegungen sich gebildet haben und wären nur in alpiner Zeit erneut nochmals reaktiviert und bei dieser Gelegenheit ein zweites Mal durch Vulkanbauten neu garniert worden. Und was den Ostrand der Ötz-Masse im Norden des Brenners betrifft, der ja einem tektonischen Element angehört, das primär nicht so sehr viel nördlicher als die Bozener-Scholle gelegen haben muss als heute, so grenzt dort in höchst merkwürdiger Art das alte vorjotnische Hochkristallin der eigentlichen Ötz-Masse auf der Querlinie Innsbruck-Matrei recht unvermittelt an die jotnischen Quarzphyllite der Innsbrucker-Phyllitregion. Dieselben können wohl in ihrem nördlichen Teil einer östlichen Fortsetzung der schmalen Silvretta-Randzone im Norden der Ötz-Masse, d. h. den südlich Telfs bis auf maximal 2 km zusammengeschrumpften Landecker Phylliten des Kalkalpenrandes entsprechen, aber sicher niemals als Ganzes von Innsbruck bis hinein nach Matrei, d. h. über eine Breite von vollen 15 km.

In diesem Zusammenhang ist weiter bemerkenswert die Tatsache, dass von Schwaz, wenig östlich Innsbruck, durch die ganzen östlichen Nordalpen eine *nordalpine Grauwackenzone* sich zwischen die Quarzphyllite und das Perm/Triasgebirge in grosser Mächtigkeit einschaltet; ein Element, das von Schwaz nach Westen, bis auf geringste Spuren im vorarlbergischen Montafun, bis hinüber an den Rhein – und zwar, wie der Bau des Jaggl auf der Malserheide und jener der Ducan-Gruppe zeigen, auch über der tiroliden Zentralzone – heute fehlt. Es scheint somit das Gebiet der westlichen Ostalpen, d. h. das Gebiet der westlichen Tiroliden gegenüber jenem im Osten des Brenners in spätPaläozoischer Zeit noch eine höherragende Scholle gewesen zu sein, auf welcher die primär gemäss den noch erhaltenen Spuren im Montafun sicher einst vorhanden gewesene nordalpine Grauwackenzone und auch der grösste Teil der Quarzphyllitgruppe durch kräftigen Abtrag im obersten Paläzoikum entfernt worden ist. Der Abtragsschutt dieser westlichen Grauwackenbedeckung der späteren oberostalpinen Zentralzone wurde dabei in erster Linie gegen Süden, in der Richtung auf das doch relativ nahe alte Trogkofel-Meer der südalpinen Randzone verschwemmt und häufte sich dort, vermischt mit Quarzphyllitschutt, in den so auffallenden und mächtigen, dabei durchaus auf den südalpinen Westen, aber nicht nur auf dessen Nordrand beschränkten unterpermischen Collio-Serien des *bergamaskischen Unterperms* im Norden der Trompia-Linie zusammen.

Ein westliches Hochgebiet im Raume der späteren Ötz- und Silvretta-Masse war somit sicher gegenüber einem östlichen Tiefengebiet, in dem wohl für eine ganze Weile Sedimentation wie Erosion und Abtrag nur ein Minimum von Arbeit leisteten, während des ganzen unteren Perms, ja wohl schon im oberen Carbon sehr deutlich differenziert. Diese Differenzierung kann sich allerdings mit oder ohne Bruchsysteme herausgebildet haben, aber ich zögere angesichts der auch heute – nach vollzogener, allerdings zwischen Südalpen und Ötz-Masse eher nur bescheidener Annäherung der beiden Bezirke im Laufe der Alpenfaltung – noch so auffallenden Koinzidenz der Linie von *Innsbruck-Matrei* mit ihrer Lage vor dem *Bozener-*

*Porphyrschild* und dem jungen, wohl bis nach *Trento* und *Zambana* hinauf als reaktiviert zu betrachtenden Bruchsystem zwischen *Schio* und den *Euganeen* in keiner Weise, hier, quer durch den alten Tiroliden- und Südalen-Raum hindurch, solche queren Brüche anzunehmen. Mit dieser These aber haben wir alles mögliche auf einen gemeinsamen Nenner gebracht: die Häufung der an den Überkreuzungsstellen von alten Längs- und Querbruchsystemen tektonisch besonders provozierten magmatischen Ausbruchgelegenheiten im Südtiroler Sektor, und damit die Intensität und die Mächtigkeit des Bozener Porphyrr-Vulkanismus, die jungen Bruchlinien zwischen Val di Non, Trento, Schio und Vicenza, den jungen *Vulkanismus* und die *Thermen* auf der reaktivierten alten Bruchzone im Süden, zwischen Recoaro, Schio und den Euganeen, das Fehlen einer Grauwackenzone und dem grössten Teil der Quarzphyllitgruppe auf den westlichen Tiroliden, den merkwürdigen Ostrand der Ötzt-Masse im Norden des Brenners und schliesslich auch die so auffallende Lokalisation des mächtigsten alpinen Unterperms in den noch schwach marinischen Collio-Schichten der westlichen Südalen.

Auf solche Weise geht meiner Ansicht nach der Grund zur ersten Versteifung der südalpinen Zentralscholle von Bozen infolge des so mächtigen *Bozener-Vulkanismus* der obercarbonischen und unterpermischen Zeit, samt allen seinen späteren Folgen und Konsequenzen im Gesamtbau der Alpen und bis in unsere Tage hinein, auf die Existenz eines mächtigen *spätherzynischen Querbruchsystems* in diesem Sektor der alten herzynischen Rücklandscholle zurück, eines Querbruchsystems, das mit verschiedenen Längsbrüchen des karnischen Sektors der damaligen Rücklandgebirge sich kreuzte und auf diesen Kreuzungsstellen von alten Längs- und Querbrüchen den mächtigen Bozener-Vulkanismus und damit den grossartigen und in den ganzen Alpen einzig dastehenden Porphyrschild Südtirols entstehen liess. Vielleicht auf Vorläufern der jonisch-adriatischen Bruchzonen?

Damit habe ich versucht, eines der merkwürdigsten Phänomene des Alpenbaues, das ist eben die Existenz des Porphyrschildes von Bozen, der durch die ganze spätere Geschichte und Entwicklung der Alpen von so fundamentaler Bedeutung geworden ist, hier wenigstens noch einem gewissen Verständnis entgegenzuführen und die Bahn zu einem neuen noch konkreteren Nachforschen nach den hier eröffneten Zusammenhängen zu weisen. Eine Fülle weiterer Fragen stellt sich von diesen Gesichtspunkten aus und bereits zeichnen sich *neue Beziehungen* in vagen Umrissen ab. Liegen nicht auch etwa die viel kleineren Porphyroformationen der westlichen Silvretta im Sandhubel- und Bellaluna-Gebiet irgendwie auf einer und derselben grösseren Querzone wie jene der Bernina- und der Err-Decke im Diavolezza-, Val del Fain- und Praschegn-Bezirk, auch wenn alle diese Vorkommnisse heute wohl hintereinander gestaffelt in ganz verschiedenen alpinen Deckenstockwerken liegen? Und erscheint nicht im Hinterland dieser nunmehr doch auffallend gewordenen „*bündnerischen Porphyrlinie*“ der gegenüber den eigentlichen Bergamasker Alpen wieder so deutlich porphyrrreichere Aufbruch der *Val Trompia*, und, im helvetischen Vorland, abermals etwas seitlich gestaffelt, das Porphyrgebiet im *Glarner Verrucano*? Sicher liegen ja alle die genannten Porphyrgewölbe heute tektonisch weit voneinander getrennt in ganz verschiedenen alpinen Einheiten, aber die auch jetzt noch beobachtbare Hintereinanderreihung derselben, deren auch heute noch irgendwie doch mögliche Einordnung in eine *die ganzen Alpen durchreissende grosse Querzone* bleibt eine bemerkenswerte und auffallende Tatsache, deren näheren Hintergründen angesichts der vom Bozener-Porphyrr aus gewonnenen Einsichten nun sicher weiter nachgegangen werden muss. Und wenn wir die so auffallende Zunahme der Porphyre von den Bergamasker Alpen nach *Lugano* und *Val Ganna*, ja bis zur *Sesia* uns vor Augen halten, wo praktisch das

gesamte Unterperm genau wie im Bozener-Schild von eruptivem Material aufgebaut erscheint, so dürfen wir uns wohl weiter fragen, ob nicht auch hier, im Querschnitt von Lugano, ähnliche alte Querbruchsysteme diese spezielle Häufung der Porphyro- und Porphyritausbrüche begünstigt haben könnten. Auf jeden Fall liegen das Zentrum der Luganeser-Porphyre, die merkwürdige Querlinie der Tessiner Alpen im Maggia-Gebiet samt dem meiner Ansicht nach sicher nicht jungalpinen Cocco-Diorit und die maximale Entwicklung der zentralen Gotthard- und Aaregranite samt dem Windgällenporphyr im grossen abermals wieder auf einer einzigen Transversale, und es erscheint als eine weitere verlockende Aufgabe, auch hier den näheren genetischen Zusammenhängen quer durch das gesamte alpine Querprofil hindurch noch weiter nachzuspüren. Vorderhand aber bleibt auf jeden Fall der Porphyrschild von Bozen ein grossartiges Beispiel dafür, wie eng und unweigerlich konsequent der Bau der Alpen oder überhaupt eines Gebirges mit den Strukturen und Vorgängen weit vergangener Zeiten, d. h. in unserem Beispiel mit der Geschichte des alten voralpinen Unterbaues in jedem einzelnen Sektor zusammenhängt und sich aus diesem alpinen Unterbau nach dessen alten Strukturen in grossartiger Folgerichtigkeit entwickelt.

### Benutzte Literatur.

- AMPFERER, O.**, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, Bd. 56, 1906.
- Zur neuesten geologischen Erforschung des Rhätikongebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1907.
  - und HAMMER, W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, Bd. 61, 1911.
  - Über die tektonische Bedeutung von Oberflächen- und Tiefendecken. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1918.
  - Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. geol. Reichsanstalt Wien, 1919.
  - Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 79, Wien 1929.
  - Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 80, Wien 1930.
  - Zur Grosstektonik von Vorarlberg. Mit Beiträgen von Otto Reithofer. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 82, Wien 1932.
  - Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. Sitzungsber. Akad. Wissensch., Math.-Naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 142, Wien 1933.
  - Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. Sitzungsber. Akad. Wissensch., Math.-Naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 143, Wien 1934.
  - Geologische Bauformen und Baufragen des Rhätikongebirges. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 84, Wien 1934.
  - Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rhätikons. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 87, Wien 1937.
  - Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche. Sitzungsber. Akad. Wissensch., Math.-Naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 146, Wien 1937.
  - Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O-W-Bewegung. Verh. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 1939.
  - Der Bauplan im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen. Jahresberichte und Mitt. Oberrhein. geol. Verein, N. F. 29, 1940.
  - Probleme der Arosazone im Rhätikongebirge. Mitt. des Alpenländischen Geologischen Vereines (Mitt. der Geol. Ges. Wien), Bd. 33, 1940.
  - Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 92, 1940.
- ANDREATTA, C.**, Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla Regione Cevedale-Val d'Ultimo (Alto Adige). Atti d. Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XXIII, Padova 1932.
- La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Mem. d. Museo di Storia Nat. d. Venezia Trid. Vol. III, Fasc. 2, Trento 1935.
  - Relazione sul rilevamento geologico dell'Alto Adige occidentale. Padova 1935.
  - Studio petrografico del complesso eruttivo di Monte Croce in Alto Adige. Periodico di Mineralogia, Vol. VIII, Roma 1937.
- ARBENZ, K.**, Geologie des Hornflihgebietes (Berner Oberland). Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 89. Lief., Bern 1947.
- ARBENZ, P.**, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Heimfestschrift, Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 1919.
- Über die Faltenrichtungen in der Silvretta-Decke Mittelbündens. Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
- ARGAND, E.**, Sur la racine de la nappe rhétique. Mitt. Schweiz. Geol. Komm., I. Jahrg., 1909.
- L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. XLV, No. 166, 1909.
  - Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. carte géol. Suisse, nouv. série, XXXI<sup>e</sup> livr., Berne 1911.
  - Sur l'arc des Alpes occidentales, Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1916.

- ARGAND, E., La Tectonique de l'Asie. C. R. XIII<sup>e</sup> Congr. géol. intern. Bruxelles, 1924.
- La zone pennique. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. III, Schweiz. Geol. Ges., 1934.
- ARTINI, E., Guida alle escursioni. Soc. geol. italiana XXXVIII<sup>a</sup> Riunione Milano, Como, Bergamo. Pavia 1925.
- BÄCHLIN, R., Geologie und Petrographie des M. Tamara-Gebietes (südliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVII, 1937.
- BALTZER, A., Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. Pal. Abh., N. F. Bd. V, Jena 1901.
- BECKE, F., Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner. Tschermak's Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, 1892.
- BIANCHI, A., Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. X, 1934.
- und DAL PIAZ, Gb., Guida alle escursioni della 50<sup>a</sup> Riunione estiva della Soc. geol. ital. (Padova–Adamello–Trentino–Alto Adige, 1–8 sett. 1937), Padova 1937.
  - Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. Relazioni sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Valle del Caffaro. Boll. R. Uff. geol. d'Italia, Vol. LXII, Roma 1937.
  - Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale, regione fra lo Stabio ed il Caffaro. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XII, 1937.
  - Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello. Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico-petrografici compiuti durante l'anno 1939, nell'alta Val Camonica. Boll. R. Uff. geol. d'Italia, Vol. LXV, Roma 1940.
- v. BISTRAM, A., Das Dolomitgebiet der Lunganeralpen. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i/Br., Bd. XIV, 1903.
- BITTNER, A., Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 31, Wien 1881.
- BLAAS, J., Die geologische Erforschung Tirols und Vorarlbergs. Wagnersche Univ.-B'handlung, Innsbruck 1900.
- Kleine Geologie von Tirol. Wagnersche Univ.-B'handlung, Innsbruck 1907.
- BOESCH, H., Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und Val Laschadura. Inaug.-Diss. Univ. Zürich, 1937.
- BORN, A., Ein Beitrag zur Gebirgsbildung des Varistischen Bogens. Geol. Rundschau, Bd. XIII, Leipzig 1922.
- BRAUCHLI, R., Geologie der Lenzerhornguppe. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49. Lief., Bern 1921.
- BRÖGGER, W. C., Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Vidensk., Skr. No. 7, Kristiania 1895.
- BUNING, W. L., De geologie von den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. Leidsche Geol. Meded., Deel IV, 1932.
- CACCIAMALI, G. B., Rilievi Geo-Tectonici tra il lago d'Iseo e la Valtrompia. Comment. Ateneo di Brescia, 1906.
- Struttura Geologica del Gruppo del Guglielmo. Comment. Ateneo di Brescia, 1912.
  - Una falda di sovrascorrimento a San Pellegrino. Istit. lomb. di sc. e lett., Vol. LI, fasc. 6–8, Milano 1918.
  - Schema tectonico-orogenico delle prealpi lombarde. Boll. d. R. Com. geol. d'Italia, Vol. XLVIII, n. 4, Roma 1921.
  - La tectonica delle dinaridi lombarde. C. R. XIII<sup>e</sup> Congr. géol. intern. Bruxelles 1922.
  - Sulla insussistenza di una frattura Merano-Idro. Boll. Soc. geol. Italia, Vol. XLVIII, Roma 1929.
  - Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia. Brescia 1930.
- CADISCH, J., Zur Geologie alpiner Thermal- und Sauerquellen. Jahrb. d. Naturf. Ges. Graubündens, Bd. 66, 1927/28.
- Zur Geologie der Schweizer Mineral- und Thermalquellen. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. XLII, 1931.
  - Geologie der Schweizeralpen. Beer & Co., Zürich 1934.
  - Nuovo contributo allo studio delle finestre tettoniche dell'Engadina inferiore e dei Tauri. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XIII, 1938.

- CADISCH, J., Zur Geologie des Zinnobervorkommens von Margno (Valsassina Prov. di Como). Ecl. geol. Helv., Vol. 35, 1942.
- CADROBBI, M., Su di un nuovo giacimento fossilifero del Retico lungo la strada Gardesana occidentale in località Gola. Studi trentini di Sc. Nat. XXI, Trento 1940.
- Nuovo affioramento del Retico lungo la riva nord-occidentale del Garda ed alcune idee sulla tettonica della sponda occidentale da Riva a Limone. Studi trentini di Sc. Nat. XXIII, Trento 1942.
  - Di alcune interessanti formazioni quaternarie della regione a N e a S della Valle di Ledro. Mem. d. R. Acc. di Sc. d. lettere etc. di Padova, Vol. LIX. 1943.
  - Contributi per la conoscenza della linea tettonica di Ballino. Studi trentini di Sc. Nat. XXIV, Trento 1944.
  - La regione tra il solco di Ballino, la catena Gaverdina-Cadria e la Valle di Ledro. Studi trentini di Sc. Nat. XXIV, Trento 1944.
  - Risultati preliminari dei rilevamenti compiuti nelle valli di Ledro, Bondo e S. Giovanni (Limone del Garda). Boll. Soc. geol. ital., Vol. LXIII, Roma 1944.
- CAFFI, E., Cronologia geologica delle Valli Bergamasche. Boll. mensile Sezione di Bergamo C.A.I., Bergamo 1922.
- CAMPANA, B., Faciès et extension de la nappe de la Simme au Nord-Est de Château-d'Oex. Ecl. geol. Helv., Vol. 34, 1941.
- Observations sur les nappes de la Simme et de la Brèche dans la région des Saanenmöser et leur position réciproque. Ecl. geol. Helv., Vol. 35, 1942.
  - Géologie des nappes préalpines au Nordest de Château-d'Oex. Mat. carte géol. Suisse, nouv. série, 82<sup>e</sup> livr., Berne 1943.
- CASTIGLIONI, B., Note tettoniche sulla Valle del Biois (alpe dolomitiche). Atti d. Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. 17, Padova 1926.
- Il Gruppo della Civetta (alpi dolomitiche). Mem. Ist. geol. Padova 1931.
  - Il Gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XIII, Padova 1939.
- CITA, M. B., Notizie geologiche sui dintorni di Gargnano (Lago di Garda). Boll. d. Soc. geol. ital., Vol. LXV, Roma 1947.
- Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda). Riv. Ital. di Pal. e Strat., Anno LIV, Milano 1948.
- CORNELIUS, H. P., Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jahrb. f. Min. etc., Beilage-Bd. XL, 1915.
- Zur Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klausen (Südtirol). Centralblatt f. Min. etc., Abt. B, No. 6, 1926.
  - und FURLANI-CORNELIUS, M., Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). N. Jahrb. f. Min. etc., Abt. 2, Beilage-Bd. LVI, 1926.
  - Zur Altersbestimmung der Adamello und Bergeller-Intrusion. Sitzungsber. Akad. Wissensch., Math.-naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 137, Wien 1928.
  - und FURLANI-CORNELIUS, M., Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wissensch., Math.-naturw. Klasse, Bd. 102, Wien 1930.
- COSIJN, J., De Geologie van de Valli di Olmo al Brembo. Leidsche Geol. Meded., Deel II, 1928.
- COZZAGLIO, A., Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica, Giornale di Min. ecc. dir. F. Sansoni, Vol. V, 1894.
- L'aspetto geologico della riviera benacense da Salò a Limone, Ateneo Brescia. 1915.
  - Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle prealpi bresciane. Comment. Ateneo di Brescia, 1923.
  - Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie, Fogli Peschiera e Mantova. Uff. idrogr. d. R. Mag. alle Acque, Padova 1933.
- CROMMELIN, R. D., La géologie de la Valsassina et de la région adjacente au Nord. Leidsche Geol. Meded. Deel IV, Afl. 3, 1932.
- DAL PIAZ, G., Studi geotettonici sulle Alpi orientali (Regione fra il Brenta ed il lago di Santa Croce). Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. I, 1912.
- Descrizione geologica del bacino della Piave. Publ. N. 74, Uff. Idrogr. d. R. Mag. alle acque, Venezia 1918.

- DAL PIAZ, G., Guida delle escursioni. XXXIII<sup>o</sup> congr. d. Soc. geol. ital. Padova 1920.
- L'Università di Padova e la scuola Veneta nello sviluppo e nel progresso delle scienze geologiche. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. VI, 1919–1922, Padova 1922.
  - Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige. Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XVII, Padova 1926.
  - La costituzione geologica dei Colli Euganei. Atti e Memorie Accad. Sc., 1934/35, Vol. LI, Padova 1935.
  - L'età del Montello. Commentationes. Ann. VI. Vol. VI, N° 8, 1942.
  - La conca della Fedaia. Mem. Istit. geol. Univ. di Padova, Vol. XV, Padova 1944.
- DAL PIAZ, G.B., Osservazioni alla comunicazione di S. Vardabasso: La piattaforma porfirica atesina – sua struttura geologica e funzione tettonica. Atti Soc. ital. Progr. Sc., XX<sup>a</sup> Riunione, Milano 1931.
- Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di Monte Croce, Ivigna, Bressanone nell'Alto Adige. Rendiconti d. R. Acc. dei Lincei, Cl. di Sc. fisiche etc., Vol. XIV, Roma 1931.
  - Studi geologici sull'Alto Adige, Ecl. geol. Helv., Vol. 24, 1931.
  - Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. X, 1934.
  - La struttura geologica delle Austridi.
- Nota I: Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della "finestra dei Tauri". Atti d. R. Istit. Veneto di Sc. ecc., XCV, 1936.
- Nota II: Il sistema austroalpino a sud della finestra tettonica degli Alti Tauri. Rendiconti d. R. Acc. dei Lincei, Cl. di Sc. fisiche ecc., Vol. XXIII, serie 6, Roma 1936.
- Nota III: Il sistema austroalpino nelle alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tetttonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale. Estr. R. Acc. d. Sc. Torino, Vol. LXXI, 1936.
- Nota IV: Sui rapporti tetttonici che intercorrono fra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi orientali. Studi trentini Sc. Nat., Vol. XVII, fasc. III, Trento 1936.
- Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce. Mem. Mus. Stor. nat. d. Venezia Trident., Vol. V, fasc. 2, Trento 1942.
  - Le Genesi delle Alpi. Atti R. Ist. ven. Sc. lett. e arti Torino, Vol. CIV. Venezia 1945.
- DESIO, A., La costituzione geologica delle alpi Giulie occidentali. Atti d. Soc. ital. di Sc. nat., Vol. LXIV, Pavia 1925.
- Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prealpi bergamasche). Mem. d. Soc. ital. di Sc. nat. ecc., Vol. X, fasc. 1, Milano 1929.
  - Sull'esistenza di falde tetttoniche in Val Taleggio (prealpi bergamasche). Istit. di geol., pal. ecc., Milano 1934.
  - Bibliografia Geologica Lombarda. Vol. I, Autori. Lecco 1943.
- DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F., UHLIG, V., Bau und Bild Österreichs. F. Tempsky, Wien, & G. Freytag, Leipzig, 1903.
- DOEGLAS, D. J., Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. Leidsche Geol. Meded., Deel III, 1930.
- DOZY, J. J., Über das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Meded., Deel VII, 1935.
- Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Meded., Deel VII, 1935.
  - Die Geologie der Catena orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Meded., Deel VI, 1935.
  - und TIMMERMANS, P. D., Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Meded., Deel VII, 1935.
- DÜNNER, H., Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Diss. Univ. Zürich, 1934.
- ESCHER, A. und STUDER, B., Geologische Beschreibungen von Mittelbünden. Neue Denkschr. S.N.G., Bd. III, 1839.
- ESCHER, B. G., Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Inaug.-Diss. E.T.H., Zürich 1911.
- Geologie und Petrographie der San Salvatore-Halbinsel bei Lugano. Ecl. geol. Helv., Vol. XII, 1913.

- ESCHER v. d. LINTH, A., Geologische Bemerkungen über das südliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden, mit Nachtrag über die Trias in der Lombardei. Denkschr. S.N.G. 1853.
- ERDMANN, D. A., De Geologie van de Westhelling van het Val Camonica tusschen het dal van Borno en het Val Clegna. Diss. Univ. Leiden, 1941.
- EUGSTER, H., Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser). Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. IL. Lief., Bern 1923.
- FABIANI, R., Sulle rocce eruttive e piroclastiche dei Colli Berici. Atti Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Padova 1911.
- Il Paleogene del Veneto. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. 3, 1915.
  - La regione del Pasubio (Bacini del Leogra, del Timonchio e del Posina e parti superiori del Leno di Vallarsa e del Leno di Terragnolo). Publ. N. 110, Uff. idrogr. d. R. Mag. alle Acque, Venezia 1920.
  - Guida delle escursioni, XXXIII<sup>o</sup> Congr. d. Soc. geol. ital., Padova 1920.
  - Continuità della serie fra l'Oligocene e il Miocene nel Trentino meridionale. Atti d'Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XII-XIII, Padova 1922.
  - Il terziario del Trentino. Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. VI, 1922.
  - Rapporti tettonici tra il massiccio cristallino di Cima d'Asta e gli Altipiani Vicentini. Rendic. d. R. Acc. dei Lincei, Vol. XXXII, Roma 1923.
  - Osservazioni sulla stratigrafia e sulla tettonica dei massicci montuosi del Bondone e del Roen (alpi tridentine). Atti d. Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XV, Padova 1924.
  - Sviluppo Caratteri del terziario nel Trentino. Soc. ital. Progr. Sc. Vol. II, Bolzano-Trento 1930.
- FERUGLIO, E., Note illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie, Foglio „Udine“. Ser. geol. d. R. Mag. alle Acque, Padova 1929.
- FRANCHI, S., Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. d. R. Com. geol. d'Italia, Vol. XXXVI, fasc. 4<sup>o</sup>, 1906.
- FRAUENFELDER, A., Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1916.
- FRECH, F., Die Karnischen Alpen. Max Niemeyer, Halle, 1894 (mit geol. Karten 1:75000).
- Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner, mit geol. Karte 1:75000. Zeitschr. D. O. Alpenverein, Innsbruck 1905.
- FUCHS, W., Die Venetianer Alpen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Hochgebirge. Solothurn und Wien 1844.
- FURLANI, M., Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. V, 1912.
- Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Penser Tal in Tirol. Denkschr. Akad. Wien, Math.-naturw. Klasse, Bd. 97, 1919.
  - und HENNY, G., Du prolongement vers l'Est du synclinal du Canavèse et de l'anticlinal insubrien. Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
  - und CORNELIUS, H. P., Considerazioni orogenetiche sul limite alpino-dinarico in Pusteria. Acc. Sc. Veneto Trentino-Istriana, Padova 1922.
  - Zur Kenntnis der Villnösser-Linie. Verh. geol. Bundesanstalt, N. 7, Wien 1924.
  - Cenni sulla tettonica della Marmolada. Atti d. Acc. Veneto Trentino-Istriana, Padova 1926.
- GAGNEBIN, E., Découverte d'un lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais. C. R. Acad. Sc., t. 208, Paris 1939.
- Le front de la nappe de la Brèche et les plis des Préalpes médianes entre la Haute Pointe et le Roc d'Enfer (Haute-Savoie). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., Vol. 61, N° 252, Lausanne 1940.
  - Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse orientale. Bull. lab. géol. Lausanne, N 80. 1945.
- GERLACH, H., Die Penninischen Alpen. Neue Denkschr. der S.N.G., Bd. 23, 1869.
- GEYER, G., Erläuterungen zur geologischen Karte, Sillian und San Stefano del Comelico. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien, Nr. 70, 1902.
- GIGNOUX, M., Géologie stratigraphique. Masson & Cie., Paris 1943, IVme édition 1950.
- GÖKSU, E., Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmannthal (Wallis). Inaug. Diss. E.T.H. Zürich, 1947.

- GORTANI, M., Appunti geologici sull'alta Valle del Tagliamento. Atti del Congresso, Vol. nat. it. Milano 1907.
- Rilevamento geologico della Tavoletta „Pontebba“ (alpi carniche). Boll. d. R. Com. geol. d'Italia, Vol. XLIII, fasc. 1, Roma 1912.
  - I bacini della But del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. R. Mag. alle Acque, Uff. idrogr., Publ. N. 104, Venezia 1920.
  - Intorno a supposti carreggiamenti nelle Alpi Venete. Boll. Soc. geol. ital., Vol. XXXIX, Roma 1920.
  - Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali. Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Vol. XXXIV, Pisa 1921.
  - Le linee orotettoniche delle alpi carniche. Com. VIII Congr. geogr. Ital., Vol. II degli "atti" Firenze 1922.
  - Nuove ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. Boll. Soc. geol. ital., Vol. XLIII, Fasc. 2, Roma 1924.
  - Ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. Boll. Soc. geol. ital., Vol. XLIV, Fasc. 2, Roma 1925.
  - Guida geologica del Friuli. Vol. I, Fasc. 1<sup>o</sup>, Tolmezzo 1926.
  - Guida alle escursioni del XXXIX<sup>o</sup> Congr. (Friuli 1926). Soc. geol. ital., Tolmezzo 1926.
  - und DESIO, A., Note illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie, Foglio "Pontebba". Ser. geol. d. R. Mag. alle Acque, Padova 1927.
- GRUBENMANN, U., Über den Tonalitkern des Iffinger bei Meran. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 1896.
- GÜLLER, A., Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. Inaug.-Diss. E.T.H. Zürich, Ecl. geol. Helv., Vol. 40, 1947.
- HABICHT, K., Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st.-gallischen Rheintal. Ecl. geol. Helv., Vol. 38, 1945.
- HAGEN, T., Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis). Inaug.-Diss. E.T.H. Zürich, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 90. Lief., Bern 1948.
- HAMMER, W., Aufnahmebericht aus dem Raume Cles-Meran. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1902.
- Die kristallinen Alpen des Ultentales. I. Das Gebirge südlich der Faltschauer. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 52, Wien 1902.
  - Die kristallinen Alpen des Ultentales. II. Das Gebirge nördlich der Faltschauer. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 54, Wien 1904.
  - Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1905.
  - Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1906.
  - Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 58, Wien 1908.
  - und TRENER, G. B., Erläuterungen zur geologischen Karte, Bormio und Passo del Tonale. Nr. 78, k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1908.
  - Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 68, Wien 1918.
  - Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Samml. geol. Führer, Bornträger, Berlin 1922.
  - Note illustrative della Carta geologica delle tre Venezie, Foglio "Passo di Resia", Uff. idr., Mag. Acque, Padova 1922.
  - Zur Umgrenzung der Oetztaler Alpen als Schubdecke. Verh. geol. Bundesanstalt, Jahrg. 1931, Wien 1931.
  - Die Grauwackenzone zwischen Enns und Paltental (Steiermark). Jahrb. geol. Bundesanstalt Wien, 1932.
- HARLOFF, Ch., The Geology of the prophyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino. Leidsche Geol. Meded., Deel II, 1927.
- HAUG, E., Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. géol. France, 4<sup>e</sup> série, T. 6, 1905.
- Sur les nappes des Alpes orientales et leurs racines. C. R. Acad. Sc., Paris 1909.
  - Traité de Géologie. Collin, Paris 1911.

- HEGWEIN, W., Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden). *Jahrb. Phil. Fak. II Univ. Bern*, Bd. VII, 1927.
- HEIM, ALB., Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung, im Anschluss an die geolog. Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. *Schwabe, Basel* 1878.
- Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocaenfjord der Breggiaschlucht. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, Jahrg. 51, 1906.
  - Geologie der Schweiz. *Tauchnitz, Leipzig* 1919–1922.
- HENNY, G., Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique, dans les environs du massif de l'Adamello. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XIV, 1916.
- La zone du Canavèse dans le Tessin méridional et le prétendu charriage des Dinarides sur les Alpes. *Proc.-verb. Soc. vaud. Sc. nat.* 1916.
  - Sur la zone du Canavèse et la limite Alpino-dinarique. *Bull. Lab. géol., etc. Univ. Lausanne*, N° 24, 1918.
- HERITSCH, F., Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze. *Handb. d. reg. Geologie*, Bd. II, 5, Heidelberg 1915.
- Die Grundlagen der alpinen Tektonik. *Bornträger, Berlin* 1923.
  - und SCHWINNER, R., Zur Geologie der Karnischen Alpen. *Jahrb. geol. Bundesanstalt*, Bd. 75, Wien 1925.
  - Die Deckentheorie in den Alpen (1905–1925). *Bornträger, Berlin* 1927.
  - Über die Nordgrenze der Karnischen Alpen. *Akademischer Anzeiger*, Nr. 21, Wien 1932.
- HOFSTENGE, G. L., La géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et S. Pellegrino. *Leidsche geol. Meded. Deel IV*, 1932.
- VAN HOUTEN, J., Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 22, 1929.
- Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. *Jahrb. geol. Bundesanstalt*, Bd. 80, Wien 1930.
- HUMMEL, K., Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. *Geol. Rundschau*, Bd. XIX, 1928.
- JACCARD, F., La région de la Brèche de la Hornfliu (Préalpes bernoises). *Bull. 5 Lab. géol. Univ. Lausanne*, 1904.
- JEANNET, A., Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Alpes vaudoises). *Mat. carte géol. Suisse, nouv. série 34<sup>e</sup> livr. Berne*, 1912.
- JENNY, H., Die alpine Faltung. *Bornträger, Berlin* 1924.
- JONG, W. J., Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. *Leidsche Geol. Meded.*, Deel III, 1928.
- ITEN, W. B., Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmannthal (Wallis). *Inaug.-Diss. Univ. Zürich, Ecl. geol. Helv.*, Vol. 41, 1948.
- KAECH, M., Das Porphyrgebiet zwischen Lago Maggiore und Val-Sesia. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. VIII, 1903.
- KAPPELER, U., Studien in der Trias der Ortlerzone zwischen Sulden und Scanfs. Diplomarbeit E.T.H. Zürich (Manuskript), 1936.
- Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. *Inaug.-Diss. E.T.H. Zürich*, 1938.
- KELTERBORN, P., Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). *Verh. Naturf. Ges. Basel*, Bd. 34, 1922.
- KLEBELSBERG, R., von, Zur Morphologie der lessinischen Alpen. *Ostalpine Formenstudien*, Abt. III. Heft 1, *Bornträger, Berlin* 1921.
- Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. *Verh. geol. Bundesanstalt Wien*, 1922.
  - Die Erhebung der Alpen. *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, Bd. 77, 1925.
  - Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. *Sammlung geol. Führer*, Bd. 33, *Bornträger, Berlin* 1928.
  - Geologie von Tirol. *Bornträger, Berlin* 1935.
- KLOMPÉ, H. F., Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. *Diss. Leiden*, 1929.
- KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M., Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 11: IORIO. *Bern* 1939.

- KOBER, L., Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitt. geol. Ges., I. Band, Wien 1908.
- Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. V., Leipzig und Berlin 1914.
  - Die Bewegungsrichtung der alpinen Deckengebirge des Mittelmeers. Petermanns Mitt., 60. Jahrg., Gotha 1914.
  - Genetik der Orogenie. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1921.
  - Bau und Entstehung der Alpen. Bornträger, Berlin 1923.
- KOENIGSBERGER, J., Über carbonähnliche Ablagerungen in den nördlichen Dinariden bei Lugano. Ecl. geol. Helv., Vol. 21, 1928.
- KOSSMAT, F., Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 56, Wien 1906.
- Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. Wien, I, 1913.
  - Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugeschäftes von Idria. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 15. Wien 1914.
  - Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Nr. 9 und 10, Berlin 1916.
  - Die Mittelrheinische Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. Math.-Phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss., Nr. II, Leipzig 1921.
  - Die Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. Geol. Rundschau, Bd. XV, 1924.
  - Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. Sächs. geol. Landesamt, Heft 1, Leipzig 1927.
- KROL, G. L., De geologie van het Valle Nembro. Leidsche geol. Meded., Deel XI, 1939.
- KUENEN, PH. H., The Porphyric District of Lugano, West of the Valganna. Leidsche Geol. Meded., Deel I, 1925.
- KÜNZLI, E., Die Contactzone um die Ulten-Iffingermasse bei Meran. Tschermak's min. u. petr. Mitt., Vol. XVIII, Wien 1899.
- KÜPPER, H., Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereich der Karnischen Alpen. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beilageband LVII, Abt. B, 1927.
- LEONARDI, P., Geologia del territorio di Cavalese (Dolomiti occidentali) Mem. Mus. di St. Nat. d. Venezia trid. Trento 1937, Vol. IB, fasc. 2, pp. 150–197, con carta geologica alla scala 1:25000.
- Geologia dei Monti di Zoldo ecc. Mem. Ist. geol. d. R. Univ. Padova, Vol. XII, 1938.
  - Nuove idee sulla geologia della Valle del Piave nel tratto fra Lozzo e Perarolo. Boll. d. Soc. Veneziana di St. Nat., Vol. II, Venezia 1940.
  - Saggio di sintesi tettonica delle Dolomiti orientali. Boll. Soc. geol. ital., Vol. LIX, Roma 1940.
  - A proposito dello scorrimento della Cima del Rodella. Studi Trentini di Sc. Nat. ann. XXII, Trento 1941.
  - Schema tettonico della regione dolomitica Veneto-Tridentina. Univ. Padova 1943.
  - Sintesi stratigrafico-tettonica e nuova carta geologica al 50000 della Val Gardena e dei gruppi dolomitici circonstanti. L'universo, A. XXIV, N. 4, 1943.
- LEPSIUS, R., Das westliche Südtirol mit geologischer Karte, 1:144000. W. Hertz, Berlin 1878.
- LEUZINGER, P., Geologische Beschreibungen des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Laganersee–Valcuvia. Ecl. geol. Helv., Vol. XX, 1926/27.
- LOMBARD, A., Les Préalpes Médianes entre le Risso et Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie). Thèse Genève, Ecl. geol. Helv., Vol. 33, 1940.
- LÖWL, F., Die Tonalitkerne der Riesenferner in Tirol. Petermanns Mitt., Heft IV und V, 1893.
- LUGEON, M., La région de la Brèche du Chablais. Diss. Univ. Lausanne, 1896.
- Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France, 4<sup>e</sup> sér., T. 1, 1901.
  - und ARGAND, E., Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. Sc., Paris 1905.
  - und ARGAND, E., Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. Sc., Paris 1905.
  - und HENNY, G., La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. C. R. Acad. Sc., Paris 1915.

- LUGEON, M., et GAGNEBIN, E., Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Bull. Lab. géol., etc. Univ. Lausanne, N° 72, 1941.
- MAASKANT, A., De Geologie van het gebied tusschen het Val Seriana en de Mte. Guglielmo. Diss. Univ. Leiden 1941.
- MAGNANI, M., Alcune nuove osservazioni geologiche lungo il confine alpino-dinarico nella media Valtellina. Boll. R. Uff. geol. Italia vol. 68. Roma 1943.
- Sulla presenza di terreni spettanti al Carbonifero nei monti di Menaggio (Valle Sanagra). Atti della R. Acc. delle Sc. di Torino, Vol. 80, 1944/45.
- MARIANI, E., Guida alle escursioni. XXXVIII<sup>a</sup> Riunione Soc. geol. ital., Milano-Como-Bergamo, Pavia 1925.
- MIGLIORINI, C. L., I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. geol. it., Vol. LXVII. 1948.
- MOJSISOVICS, E., v. MOJSVÀR, Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Neue Alpenpost, Bd. XI, Zürich 1880.
- MUTSCHLECHNER, G., Geologie der St. Vigiler Dolomiten. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 82, Wien 1932.
- Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten). Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 83, Wien 1933.
- MYLIUS, H., Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamaskeralpen. Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. 41, 1916.
- NIGGLI, P., Petrographische Provinzen der Schweiz. Heimfestschrift, Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Bd. LXIV, 1919.
- Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungen mediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. petr. Mitt., Bd. II, 1922.
- NOE, F., Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte der Alpen (1:1000000), Hätszel, Wien 1890.
- NÖTH, L., Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 79, Wien 1929.
- NOPSCA BARON, F., Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rundschau, Vol. XII, Leipzig 1921.
- NOVARESE, V., La zona d'Ivrea. Boll. Soc. geol. italiana, Vol. XXV, Fasc. I, 1906.
- La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. Carta geol. d'Italia, Vol. XXII, 1929.
- La formazione Diorito-Kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. geol. d'Italia, Vol. LVI, 1931.
- OGILVIE-GORDON, M., The geological structure of Monzoni and Fassa. Edinburgh geol. Soc., Vol. IX, 1902/03.
- The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Edinburgh geol. Soc., Vol. IX, 1910.
- Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. Verh. geol. Bundesanstalt, Nr. 12, Wien 1925.
- Das Grödener-, Fassa-, Enneberg-Gebiet in den Süd-Tiroler-Dolomiten. I/II. Teil, Abh. geol. Bundesanstalt, Bd. 24, Wien 1927.
- Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Gassian und Cortina d'Ampezzo. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 79, Wien 1929.
- Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 84, Wien 1934.
- PELTZMANN, I., Palaeozoikum im Brixener Quarzphyllit. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 85, Wien 1935.
- PENCK, W., Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beilage-Bd. XXXII, Stuttgart 1911.
- PHILIPPI, E., Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegone-Massivs in der Lombardia. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. XLVII, Berlin 1895.
- Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grignagebirge. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. XLVII, Berlin 1895.
- PIA, J., Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. D.O. Alpenver., Wien 1937.
- PICHLER, A., Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min. etc., Stuttgart 1871.

- PORRO, C., Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). Inaug.-Diss. Strassburg, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1895.
- Alpi Bergamasche, carta geologica 1:100000 et sezioni geol., Milano 1903.
  - Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica (Alpi Bergamasche-Valtellinesi). Stud. geol. Mem. R. Istit. lomb. di Sc. e lettere., Cl. Sc. Math. e Nat., Vol. XXII, fasc. V, Milano 1933.
- RAASFELDT, H. C., De geologie van het gebied tusschen de Brembo en de Serio nordelijk van de bergkam Monte-Menna-Pizzo Arera. Leidsche Geol. Meded. Deel XI, 1939.
- RABOWSKI, F., Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Mat. Carte géol. Suisse, nouv. Série XXXV livr., Berne 1920.
- RADEFF, W. G., Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). Diss. Univ. Zürich, Ecl. geol. Helv., Vol. XIII, 1915.
- RASETTI, G. E., Il monte Fenera di Valsesia. Boll. Soc. geol. ital., Vol. XVI, Roma 1897.
- RASSMUSS, H., Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geol. u. pal. Abh., N. F. Bd. X, Jena 1912.
- REDINI, R., Notizie geologiche sul Gruppo delle Grigne. Boll. Soc. geol. ital., Vol. LIII, Fasc. 1, Roma 1934.
- I fossili e l'età di alcune formazioni del gruppo delle Grigne. Rivista ital. di Pal., anno XLI, fasc. I, 1935.
- REITHOFER, O., Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 78, Wien 1928.
- REPOSSI, E., Osservazioni geologiche e petrografiche sui Dintorni di Musso (Lago di Como). Atti Soc. ital. di Sc. nat., Vol. XLIII, Milano 1904.
- La bassa valle della Mera. Studi petrografici e geologici. Mem. Soc. ital. di Sc. Nat. Milano, Vol. VIII, 1915/16.
  - Il conglomerato di Como, Nota I. Atti Soc. ital. di Sc. nat., Vol. LXI, Pavia 1922.
  - Il conglomerato di Como. Rendiconti Acc. naz. dei Lincei, Roma 1922.
  - Guida alle escursioni. XXXVIII<sup>a</sup> Riunione Soc. geol. ital., Milano-Como-Bergamo, Pavia 1925.
  - La tettonica dei terreni secondari tra Como ed Erba. Boll. R. Uff. geol. d'Italia, Vol. LI, Roma 1926.
  - Il rilevamento della parte orientale dell'Alta Brianza. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, Roma 1929.
- RICHTER, M., Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 80, Wien 1930.
- RODE, K. P., The geology of the Morcote Peninsula and the petrochemistry of the porphyry magma of Lugano. Diss. Univ. Zürich, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXI, 1941.
- ROTHPLETZ, A., Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Schweizerbart, Stuttgart 1894.
- RÜGER, L., Zur Frage des metamorphen Carbons („Carbonoids“) im nördlichen Luganeser Seen-gebirge. Centralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1930, Abt. B., Nr. 9, 1930.
- SACCO, F., Schema geologico del Biellese. Il Biellese, Ivrea 1927.
- SALOMON, W., Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der peradriatischen granitisch-körnigen Massen. Tschermak's Min. u. Petr. Mitt., Bd. 12, 1897.
- Über die Lagerungsform und das Alter des Adamello-tonalites. Sitzungsber. k. preuss. Akad. d. Wissenschaft. XIV, Berlin 1903.
  - Die alpin-dinarische Grenze. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 16, Wien 1905.
  - Die Adamellogruppe. Abh. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 21, Wien 1908.
- SANDER, B., Geologische Beschreibung des Brixenergranits. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 56, Wien 1906.
- Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, Jahrg. 1916, Wien.
  - Zur Geologie der Zentralalpen. II. Ostalpin und Lepontin. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, Jahrg. 1916, Wien.
  - Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. geol. Staatsanstalt, Bd. 70, Wien 1921.
  - Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie Foglio Bressanone. Uff. idrogr. d. R. Mag. alle Acque, Sez. geol., Padova 1925.

- SANDER, B., und HAMMER, W., Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Merano. Uff. idrogr. d. R. Mag. alle Acque, Sez. geol., Padova 1926.
- Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlern-Schriften, Innsbruck 1929.
- SCHARDT, H., Sur l'origine des Préalpes Romandes. Arch. Sc. phys. et nat. Genève 1903.
- Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., St. Gallen 1906.
- SCHIAVINATO, G., Studio chimico-petrografico dei Colli Euganei. Mem. Istit. geol. Univ. di Padova, Vol. XV, Padova 1944.
- SCHMIDEGG, O., Neue Ergebnisse in den südlichen Oetztaler Alpen. Verh. geol. Bundesanstalt, Jahrg. 1933, Wien.
- Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 86, Wien 1936.
  - Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 87, Wien 1937.
- SCHROEDER, W.-J., Découverte de coulées de lave sous-marines dans le Flysch de la nappe de la Brèche. C. R. Soc. phys. et hist. nat., Vol. 55, N° 1, Genève 1938.
- Remarques à propos de coulées de lave dans le Flysch de la nappe de la Brèche. C. R. Soc. phys. et hist. nat., Vol. 55, N° 1, Genève 1938.
  - La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Thèse Genève 1939.
- SCHWARTZ, CH., Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). Thèse Fribourg, 1945.
- SCHWEIZERISCHE ALPENPOSTEN, Locarno und seine Täler. PTT, Bern 1947.
- SCHWINNER, R., Der Südostrand der Brentagruppe. Mitt. geol. Ges. Wien III, 1913.
- Analogien im Bau der Ostalpen. Centralbl. f. Min. Geol. Pal., Nr. 2, Stuttgart 1915.
  - Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau, Bd. VI, Leipzig 1915.
  - Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. Mitt. geol. Ges. Wien III und IV, 1915.
  - Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 7, Wien 1915.
  - Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 9, Wien 1917.
  - Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. f. Vulkanologie, Bd. V, 1919.
  - Die Oberflächengestaltung des östlichen Saganergeties. Ostalp. Formenstudien, Abt. 3, Heft 2, 1923.
  - Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundschau, Bd. XX, 1929.
  - Variscisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rundschau, Bd. XXIV, 1933.
- SEITZ, O., Über die Tektonik der Lunganeralpen. Verh. Naturhist. Med. Ver. Heidelberg, N. F. XIII, Bd. 3, 1917.
- SENN, A., Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. Inaug.-Diss. Basel, Ecl. geol. Helv., Vol. XXX, 1924.
- SITTER, L. U., DE, Les porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. Leidsche Geol. Meded., Deel I, 1925.
- Les porphyres luganais et leurs enveloppes, l'histoire géologique des Alpes Tessinoises entre Lugano et Varese. Leidsche Geol. Meded., Deel XI, 1939.
  - Antithesis Alpes-Dinarides. Geologie en Mijnbouw, 9e Jahrg., No. 1, 1947.
  - und SITTER-KOOMANS, C. M. DE, The Geology of the Bergamasca Alps Lombardia, Italy. Leidse Geol. Meded., Deel XIVB, 1949.
- SPITZ, A., Zur Altersbestimmung der Adamello-Intrusion. Mitt. geol. Ges. Wien III, 1915.
- und DYHRENFURTH, G., Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 44. Lief., Bern 1915.
  - Eine Querstörung bei Meran. Verh. geol. Reichsanstalt, Jahrg. 1919, Wien.
  - Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. I. u. II. Teil. Verh. geol. Reichsanstalt, Jahrg. 1919, Wien.
  - Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. III. u. IV. Teil. Verh. geol. Reichsanstalt, Jahrg. 1919, Wien.

- SPITZ, A., Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun Mesozoikums. Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. 69, Wien 1919.
- Liasfossilien aus dem Canavese. Verh. geol. Reichsanstalt, Jahrg. 1919, Nr. 11, Wien.
  - Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. Mitt. geol. Ges. Wien, 1919.
  - Die Nonsberger Störungsbündel. Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. 69, Wien 1920.
- STARK, M., Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. Tschermaks Mitt. Bd. XXVII, 1908.
- STAUB, R., Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. LVIII, 1914.
- Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 60, 1915.
  - Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav. Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1916.
  - Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 61, 1916.
  - Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46. Lief., I. Abt., Bern 1916.
  - Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46. Lief., III. Abt., Bern 1917.
  - Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 62, 1917.
  - Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 63, 1918.
  - Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 64, 1919.
  - Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 65, 1920.
  - Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
  - Zur Nomenklatur der ostalpinen Decken. Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
  - Profile durch die westlichen Ostalpen. 1:150000. In „Albert Heim“: Geologie der Schweiz, Bd. II. Tauchnitz, Leipzig 1921.
  - und CADISCH, J., Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1921.
  - Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, LXVI, 1921.
  - Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahrb. Naturf. Ges. Graubünden, 60. Jahrg., Chur 1921.
  - Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. II, 1921.
  - Geologische Karte der Val Bregaglia. 1:50000, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 90, 1921.
  - Tektonische Karte der Alpen. Ecl. geol. Helv., Vol. XVIII, 1923.
  - Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52. Lief., Bern 1924.
  - Una sintesi delle Alpi. Boll. Soc. geol. ital. Vol. 54, Roma 1925.
  - Die tektonische Gliederung der Südalpen und ihr Zusammenhang mit den Dinariden. Unveröffentl. Manuskript, 1925.
  - Südalpen und Dinariden. Ecl. geol. Helv., Vol. XIX, 1926.
  - Geologische Karte des Avers. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 97, 1926.
  - Über Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos. Ecl. geol. Helv., Vol. XX, 1926.
  - Der Bewegungsmechanismus der Erde. Bornträger, Berlin 1928.
  - Erkenntnisse, Probleme und Aufgaben der neueren Alpengeologie. Antrittsvorlesung a. d. Univ. Zürich, 1930.
  - Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Bd. LXXVII, 1932.
  - Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana, nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Bd. LXXVII, 1932.

- STAUB, R., Zur tektonischen Analyse des Apennins. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, Bd. LXXVIII, 1933.
- Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.*, Bd. 69, Abh. 1, 1934.
  - Übersicht über die Geologie Graubündens. *Geologischer Führer der Schweiz*, Schweiz. geol. Ges. 1934.
  - Des raccords tectoniques entre les nappes Valaisannes et Grisonnes. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 4, 5 et 6, 1936.
  - La succession pennique des Tauern à l'Est du Gross-Glockner. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 15, 1936.
  - Nouvelles remarques sur les nappes penniques des Tauern. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 16, 1936.
  - Sur les rapports entre les Nappes Penniques des Tauern, des Grisons et des Alpes occidentales. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 17, 1936.
  - Interprétation nouvelle du Bâti austro-alpin des Grisons. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 5, 1936.
  - Sur les racines des Nappes valaisannes et grisonnes entre la Valtelline, le Tessin et l'Ossola. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 2, 1937.
  - Nouvelles remarques sur les racines tessinoises des environs de Bellinzona. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 3, 1937.
  - La structure des Alpes entre Savone et Gênes. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 10, 1937.
  - Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.*, Bd. LXXII, Zürich 1937.
  - Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, Bd. LXXXII, Zürich 1937 u. Bd. LXXXVII, 1942.
  - Quelques remarques sur la région pennique frontale et l'origine des Nappes helvétiques. *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 13, 1938.
  - Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte. Vortrag an Jahresvers. S.N.G. 1944.
  - Geologische Karte der Bernina-Gruppe u. ihrer Umgebung 1:50000. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 118, 1946 (mit und ohne Topographie).
  - Engadiner Dolomiten und Münstertaler Alpen. Clubführer S.A.C., Bündner Alpen IX. Band, 1946.
  - Oberengadiner und Puschlaver Grenzgebiet zwischen Spöl, Oberengadin und Malenco. Clubführer S.A.C., Bündner Alpen X. Band, 1947.
  - Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXVIII, 1948.
  - Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass und seine Beziehungen zum Falknis- und Bernina-Raum, Beitr. geol. Karte d. Schweiz N. F. 93. Lief. Bern 1948.
- STEFANINI, G., Il neogene del Veneto. *Mem. Istit. geol. d. R. Univ. Padova*, Vol. 4, 1915.
- STEINMANN, G., Geologische Beobachtungen in den Alpen, die Schardtsche Überfaltungstheorie usw. II. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, 1905.
- Geologische Probleme des Alpengebirges. *Zeitschr. Deutsch-Österr. Alpenver.*, Bd. 37, Innsbruck 1906.
  - Alpen und Apennin. *Zeitschr. Deutsche Geol. Ges.*, Bd. 59, 1907.
  - Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. *Geol. Rundschau*, Bd. 4, 1913.
- STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. *Bornträger*, 1924.
- Stammbaum der Gebirge und Vorländer. C.R. congr. géol. int. Madrid, 1926.
- STOLZ, R., Appunti sull'anisico del gruppo della Grigna (Lombardia). *Riv. di Sc. Nat. "Natura"*, Vol. XVII, Pavia 1927.
- STREIFF, V., Geologische Untersuchungen im Ostschems (Graubünden). *Inaug.-Diss. Univ. Zürich*, 1939.
- STUDER, B., Geologie der Schweiz, I. Bd. Bern, 1851.
- SUESS, E., Über das Rotliegende in Val Trompia. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math. Nat. Kl.* LIX Bs. 1869.
- Die Entstehung der Alpen. Braumüller, Wien 1875.
  - Das Antlitz der Erde. Tempsky und Freytag, Wien, Prag und Leipzig, 1883–1909.
- SUESS, F. E., Der innere Bau des variszischen Gebirges. *Mitt. geol. Ges. Wien*, 1921.

- SWOLFS, H. C. A., De geologie van het westelijk deel van de Presolanagroep. Leidsche Geol. Meded., Deel X, 1938.
- Verlag bij de geologische Kaart van de bergkam Monte Secco-Pizzo Arera en van het stroomgebied van de Torrente Riso (Valle Seriana).
- TARAMELLI, T., Carta geologica della Regione dei tre Laghi. Sachi e Figli, Milano 1903.
- Cenni sulla struttura geologica del Friuli. In Alto, Cronaca della S.A.F., fasc. III-IV, Tolmezzo 1926.
- TEICHMÜLLER, R., Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen, westlich Tagliamento. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 81, 1929.
- TELLER, F., Geologie des Karawankentunnels. Denkschr. math.-nat. kl. k. Akad. Wiss., Bd. LXXXII, Wien 1910.
- TERMIER, P., Les Nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. de France, 4<sup>e</sup> sér. t. III, Paris 1904.
- Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. géol. de France, 4<sup>e</sup> sér. t. V, Paris 1905.
  - La synthèse géologique des Alpes. Librairie polytechnique Béranger, Paris 1910.
- THEOBALD, G., Geologische Karte d. Schweiz, 1:100000. Bl. XX, 1865.
- THURNER, A., Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. geol. Bundesanstalt, Heft 4-6, Wien 1947.
- TILMANN, N., Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Inaug.-Diss. Friedrich-Wilhelms-Univ. Bonn, 1907.
- TORNQUIST, A., Das Vicentinische Triasgebirge. Stuttgart, Schweizerbart 1901.
- TRENER, G. B., Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 56, Wien 1906.
- Lagerung und Alter des Cima d'Astaganites. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1906.
  - Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitzwillingssmasse. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1912.
- TREVISON, L., Risultati preliminari di un nuovo rilevamento geologico nella zona di Cima Tosa e nei dintorni di Stenico (Trentino). Atti Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XXV, Padova 1935.
- Nota preventiva sui risultati di un nuovo studio geologico del Gruppo di Brenta. Studi Trent. Sc. Nat., Vol. XVII, Trento 1936.
  - Il fascio di fratture tra l'Adige e la "Linea delle Giudicarie" e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello. Studi Trent. Sc. Nat., Vol. XVII, Trento 1938.
  - Il Gruppo di Brenta con carta geologica alla scala 1:50000 Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XIII, 1939.
  - A proposito di una recente monografia e carta geologica sul Gruppo di Brenta, di J. Wiebols, Stud. Trent. Sc. Nat., Vol. XX, Trento 1939.
  - Caratteri particolari della tettonica dell'Altopiano dei Sette Comuni (Vicenza), Studi Trent. Sc. Nat., Vol. XXII, Trento 1941.
- TROMP, S. V., La Géologie du Vallé del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes. Leidsche Geol. Meded., Deel IV, 1932.
- De Genese der lombardische Alpen en die der oostalpiene Dekken. Geol. en Mijnbouw. 1932.
- TRÜMPY, E., Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). Ecl. geol. Helv., Vol. 23, 1930.
- TSCHACHTLI, B. S., Gliederung und Alter der Couches rouges und Flysch-Massen in der Klippen- und Simmen-Decke der Préalpes am Jaunpass (Simmental). Ecl. geol. Helv., Vol. 32, 1939.
- Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen). Diss. Bern, 1941.
- VACEK, M., Erläuterungen zur geologischen Karte, Rovereto-Riva, Nr. 96. K. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1911.
- Erläuterungen zur geologischen Karte, Trient, Nr. 88. K. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1911.
  - und HAMMER, W., Erläuterungen zur geologischen Karte, Cles, Nr. 79. K. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1911.

- VARDABASSO, S., Guida delle escursioni, XXXIII<sup>o</sup> Congr. Soc. geol. ital., Padova 1920.
- Il problema geologico di Predazzo in un secolo di ricerche ecc. Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XII-XIII, Padova 1922.
  - Nuovi rinvenimenti di materiali piroclastici nei dintorni di Moena e loro importanza per la interpretazione tettonica della Regione. Atti d. R. Istit. Veneto di Sc., T. LXXXIII, 1923/24, Venezia 1924.
  - Guida geologica attraverso le Dolomiti del Trentino e l'Alto Adige. Ann. d. R. Scuola d'ing., Padova 1926.
  - Sulla tettonica della piattaforma porfirica atesina fra Bolzano e Trento. Atti d. Acc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XVI, Padova 1926.
  - La struttura geologica delle Alpi Venete (con accenti alla pratica dell'ingegnere). Ann. d. R. Scuola d'ing., II, Padova 1926.
  - Osservazioni sulla linea di Tires e sulla struttura geologica delle Dolomiti dell'Alto Adige. Ann. d. R. Scuola d'ing., II, Padova 1927.
  - La linea della Vallarsa (Brantental). Atti d. Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XIX, Padova 1928.
  - Escursioni geologiche attraverso le Dolomiti di Fiemme (Trentino) Ann. d. R. Scuola d'ing., Padova 1928.
  - Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo (Trentino, Italia). C. R. XV. Intern. geol. Congr., South Africa, Vol. II, 1929.
  - Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo. C. R. XV. intern. geol. Congr., South Africa, 1929, ristampato in St. Trent. di Sc. Nat., V. I. XII, 1930.
  - La piattaforma porfirica atesina. Sua struttura geologica e funzione tettonica. Att. Soc. geol. ital., Progresso Sc. XX<sup>a</sup> Riunione, Milano 1931.
  - Profili geologici attraverso le Dolomiti occidentali. Uff. idrogr. d. R. Mag. alle Acque, Sez. geol. Venezia, Padova 1931.
  - Profili geologici sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti del Trentino, Padova 1931.
  - Lo stato attuale delle nostre conoscenze sulla provincia petrografica di Predazzo. Atti d. Istit. Veneto di Sc. T. CIV, Parte 2<sup>a</sup>, 1944/45, Venezia 1945.
- VENZO, S., Il Neogene del Trentino, del Veronese e del Bresciano. Mem. Mus. di St. Nat. Venezia Trid., Vol. II, Trento 1934.
- Nuovo lembo tortoniano strizzato tra le filladi ed il permiano a Strigno di Valsugana (Trentino meridionale orientale). Boll. Soc. geol. ital., Vol. LVIII, Roma 1939.
  - Osservazioni geotettoniche e geomorfologiche sul rilevamento del foglio Belluno. Soc. geol. ital., Vol. LVIII, Roma 1939.
  - Studio geomorfologico sull'Altipiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino). Raffronti colla bassa Valsugana e la Val d'Adige. Atti d. soc. ital. di Sc. Nat., Vol. LXXXIII, Milano 1944.
  - und MAGLIA, L., Lembi carboniferi trasgressivi sui Micascisti alla „Fronte sedimentaria Sudalpina“ del Comasco (Acquaseria di Menaggio-Bocchetta di S. Bernardo) e del Varesotto (Bedero). Atti Soc. ital. Sc. Nat., Vol. LXXXVI, Milano 1947.
- VONDERSCHMITT, L., Über das Alter der Flyschbildungen im Mendrisiotto. Ecl. geol. Helv., Vol. 31, 1938.
- VUAGNAT, M., Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. Suisse de Min. et Pétr., T. XXIII, 1943.
- WEEDA, J., La géologie de la Vallée supérieure du Serio. Leidsche Geol. Meded., Deel VIII, 1936.
- WEGENER, A., Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Viehweg, Braunschweig 1922.
- WENNEKERS, J. H. L., De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. Leidsche Geol. Meded., Deel III, 1930.
- WIEBOLS, J., Geologie der Brentagruppe. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Bd. 88, Wien 1938.
- WINKLER, A., Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. geol. Staatsanstalt, Bd. 70, Wien 1920.
- Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. geol. Ges. Wien, Band XVI, 1923.
  - Geologische Studien in den inneren Julischen Alpen. Zentralblatt f. Min. etc., Jahrg. 1936 Abt. B. Nr. 2 und 3, 1936.

- WINKLER, A., Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen, II. Geol. Rundschau, Bd. XXVII, 1936.
- XV. Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio. In: B. Peyer, Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. Schweiz. Pal. Abh., Bd. 65, 1945.
- WITZIG, E., Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis). Inaug.-Diss. E.T.H. Zürich, 1948.
- WOLFF, F., von, Vorstudien zu einer geologisch-petrographischen Untersuchung des Quarzporphyrs der Umgegend von Bozen. Sitzungsber. preuss. Akad. Wissensch. zu Berlin, Bd. 44, 1902.
- Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. 27, 1909.
- WURM, A., Über den Bauplan des variskischen Gebirges am Westrand der Böhmischen Masse. Geol. Rundschau, Bd. XVII, 1926.
- ZENARI, S., Studio geo-idrologico del bacino del Cellina. R. Mag. alle Acque, Uff. idrog., Padova 1926.
- Note illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie, Foglio „Maniago“. Ser. geol. Mag. alle Acque, Padova 1929.
- ZYNDL, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 41. Lief., Bern 1912.

### Geologische Karten.

- Geologische Karte der Schweiz, 1:500000. Geol. Komm. d. Schweiz., Naturf. Ges. Bern, 1912.
- Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000. Geol. Komm. d. S.N.G., Blätter: Genève-Lausanne, Sion, 1942 und 1946.
- Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XXIV, 1876.
- Carta geologica d'Italia, 1:1000000. R. Uff. geol. Roma, Foglio 1 e 2.
- Carta geologica d'Italia, 1:100000. R. Uff. Geol. Roma, Aosta, Monte Rosa, Ivrea, Gran Paradiso, Susa, Varallo, Varese, Biella, Torino, Vercelli, Mortara, Domodossola, Cannobio, Spluga, Chiavenna, Como, Brescia.
- Carta geologica delle Tre Venezie, 1:100000. Uff. idrog. d. R. Mag. alle acque – Venezia, Idria, Peschiera, Verona, Trento, Riva, Merano, Bressanone, Monguelfo, Monte Marmolada, Pieve di Cadore, Ampezzo, Pontebba, Maniago, Tolmino, Bassano del Grappa, Schio, Feltre, Belluno, Udine.
- Carta geologica delle Alpi Occidentali, 1:400000. R. Uff. geol. Roma, 1908.
- Geologische Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1:75000. K. k. geol. Reichsanstalt Wien, Innsbruck und Achensee, Rattenberg, Ob. Drauburg und Mauthen, Cles, Bormio/Tonale, Borgo und Fiera di Primiero, Trient, Rovereto und Riva, Tolmein, Sillian und St. Stefano del Comelico, Glurns/Ortler.
- Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75000. Geol. Bundesanstalt Wien, Hüttenberg und Eberstein, Sölden und St. Leonhard, Oetztal, Nauders, Stuben, Landeck, Unterdrauburg,
- Karte der Ostalpen, 1:250000, Ludwig Ravenstein, Frankurt a. Main, Blatt 1–9.
- Geologische Übersichtskarte von Österreich, 1:500000. Geol. Bundesanstalt Wien, Blatt 1 und 2.
- Geologische Karte von Ungarn, 1:900000. Hungarian geographical soc., Budapest 1922.
- ARGAND, E., Carte tectonique des Alpes occidentales, 1:500000. 1911.
- BLAAS, J., Geologische Karte der Tiroler- und Vorarlbergeralpen. Lith. Anst. Karl Redlich, Innsbruck.
- FABIANI, R., Il Paleogene veneto. Carta 1:500000, Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, 1915.
- GORTANI, M., Carta geologica della Carnia orientale, 1:50000. R. Mag. alle acque, Venezia, Pubbl. N. 104.
- Carnia E e W, Serie dei terreni attraversati dai profili I a IX, 1:50000, R. Mag. alle acque, Venezia, Pubbl. N. 104.
- HERMANN, F., Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1:200000, foglio E. Uff. cart. S.A.C.A.R.T.A., Milano.

- MOJSISOVICS, E., v. MOJSVÀR, Geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes zwischen Etsch und Piave, 1:75000, Blatt 1-6. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien, 1878.
- PORRO, C., Carta geologica delle Alpi Bergamasche, 1:100000. Milano 1903.
- RABOWSKI, F., Carte géologique du Simmental et Diemtigtal, 1:50000, Spezialkarte 69, geol. Karte d. Schweiz, 1912.
- SALOMON, W., Geologische Karte der Adamellogruppe, 1:75000. 1908. K. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1908.
- STAUB, R., Tektonische Karte der Alpen, 1:1000000. Spezialkarte 105A, 1923. Profile zum Bau der Alpen, 1:50000 Spezialkarte 105B und C, geol. Karte d. Schweiz, 1926.
- STUDER, B., et ESCHER V. D. LINTH, A., Carte géologique de la Suisse, 1:380000. II. Edition, Winterthur 1869.
- TARAMELLI, T., Carta geologica della Lombardia, 1:250000. Milano 1890.
- Carta geologica della regione dei Tre Laghi. Milano 1903.
- TREVISAN, L., Carta geologica del Gruppo di Brenta, 1:50000. Uff. idr. d. R. Mag. alle Acque, Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XIII, 1939.
- Il Gruppo di Brenta — profili, 1:300000. Tav. L-IV, Mem. Istit. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XIII, 1939.
- VARDABASSO, S., Carta geologica delle Dolomiti di Fiemme e Fassa, 1:25000. R. Scuola d'ing. IX, Padova 1930 (mit tektonischer Übersicht 1:500000).
- WINKLER, A., Tektonische Übersichtskarte der östlichen Südalpen, 1:576000. Taf. IV, geol. Rundschau 1936.

### Nachträge zum Literaturverzeichnis.

- AMPFERER, O., Über den Begriff der tektonischen Leitlinien. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 147. Bd, 1938.
- BEHRMANN, R. B., Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. Diss. Berlin, Göttingen 1936, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 3. Folge, Heft 15.
- BENEDETTI, E., Sulla struttura del Monte Soratte (Lazio). Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXV, 1946.
- BONARELLI, G., Discordanze tra Miocene e Pliocene nell'Appennino Settentrionale. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LX, 1941.
- CACCIAMALI, G. B., La nona falda di copertura delle Prealpi Lombarde. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LIII, 1934.
- DAL PIAZ, G.B., Relazione sulla tettonica delle Austridi della Venezia Tridentina. Studi Trentini di Sc. Nat., 1937.
- DESIO, A., Appunti per l'escurzione della Società Geologica Italiana a S. Pellegrino. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LX, 1941.
- GRANELLO, B., Deserzione geologica dei dintorni di S. Massenza (Trentino). Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXVI, 1947.
- HEISSEL, W. u. LADURNER, J., Geologie des Gebietes von Villnös-Gröden-Schlern-Rosengarten. Jahrb. Geol. Bundesanst., Band LXXXVI, 1936.
- HERITSCH, F., Die vormesozoischen Gebirgsbildung in den Ostalpen. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges., Band 79, 1927.
- LEONARDI, P., Note sulla Tettonica della Regione Dolomitica. Studi Trentini di Sc. Nat., 1936.
- Nuove osservazioni geotettoniche sulla Linea dell'Antelao e sul territorio di Cibiana nelle Dolomiti Orientali. Atti del Reale Istituto Veneto di Sc. Lettere ed Arti, T. XCIV, 1935.
- LIPPARINI, T., Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, Vol. 69, 1944.
- MANFREDINI, M., Osservazioni sulla serie mesozoica postliassica nel versante orientale del gruppo del Monte Gennaro (Lazio). Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXVI, 1947.
- MAXIA, C., Risultati dello studio geologico dei M. Cornicolani (Lazio). La Ricerca sc., Anno 19, 1949.

- MERLA, G., Il Tavere, Geologia e permeabilità dei Terreni del Bacino. Ministero dei Lav. pubbl., Serv. Idr. N. 22, Roma 1944.
- PARODI, A., Notizie geologiche della regione compresa fra la Val Canale e la Valle del Riso. Valle Seriana (Bergamo). Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LV, 1936.
- RENZ, H. H., Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Ecl. Geol. Helv., Vol. 30, Basel 1937.
- RENZ, O., Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Ecl. Geol. Helv., Vol. 29, Basel 1936.
- SCARSELLA, F., Di un motivo tettonico dell'Appennino Centrale umbro-marchigiano. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXV, 1946.
- SCHWINNER, R., Die älteren Baupläne in den Ostalpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Vol. 81, 1929.
- SCOSSIROLI, R., Studio geologico della bassa Val Camonica occidentale. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXVI, 1947.
- SEGRE, A., Relazione fra la linea delle facies ed il confine delle direttrici tettoniche tra l'arcata Umbro-Marchigiana e il sistema dell'arcata Abruzzese. La Ricerca sc., Anno 19, 1949.
- SIGNORINI, R., Movimenti postpliocenici toscani. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXV, 1946.
- Un carattere strutturale frequente nell'Italia Centrale. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXV, 1946.
- SITTER DE, L. U., La géologie des Alpes Méridionales d'après les levés récents. Geologie & Mijnbouw, 1e Jaarg. 1939.
- STAUB, R., Gedanken zur Tektonik Spaniens. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, Vol. LXXI, 1926.
- Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Appenin. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, Vol. LXXIII, 1928.
- Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, Vol. LXXIX, 1934.
- STILLE, H., Über Westmediterrane Gebirgszusammenhänge. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 1927.
- Die sogenannte Rückfaltung des Appenins. Nachr. Ges. Wiss., Göttingen 1927.
- SUESS, F. E., Ostalpines und Böhmisches Grundgebirge. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XXIV, 1931.
- TEICHMÜLLER, R., Über das Vorland des Appenin. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1932.
- und QUITZOW H. W., Deckenbau im Apenninbogen. Abh. Ges. Wiss., Göttingen 1935.
- und SCHNEIDER, J., Die Grenze von Alpen und Appenin. Abh. Ges. Wiss., Göttingen 1935.
- VECCHIA, O., Sulla tettonica della conca Sebina (Lombardia). Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXVII, 1948.
- Alcuni appunti sul foglio "Brescia" della Carta Geologica d'Italia. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXVII, 1948.
- VENZO, S., Rilevamento geomorfologico della Brianza orientale e del Bergamasco sud-occidentale, con particolare riguardo al Flysch e all'apparato morenico dell'Adda di Lecco. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXV, 1946.
- Stratigrafia del Flysch (Cretaceo-Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXVI, 1947.
- ZENARI, S., Intorno alle condizioni tettoniche della Valle del Piave nel tronco fra Lozzo e Pieve di Cadore. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LIV, 1935.
- La Valle d'Oten ed il Monte Antelao. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LV, 1936.
- Particolarità tettoniche nelle Alpi Bellunesi. Studio geotettonico del gruppo M. Schiara-M. Pelf-M. Serva. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LVII, 1938.
- ZIJLSTRA, G., De Geologie van de Hoofdgraat van de Bergamasker Alpen tusschen de Monte Gleno en de Monte Veneròcolo. Diss. Groningen 1941.

### Bemerkungen zu Tafel IX und X (Tektonische Karte und Profilserien).

Da es aus räumlichen Gründen nicht möglich war, auf diesen beiden Tafeln, speziell aber auf Tafel IX, den vielfachen Quellen gerecht zu werden, auf denen die erwähnten Tafeln in erster Linie sich aufbauen, sei auf diesem Schlussblatt des Textes doch wenigstens summarisch auf dieselben hingewiesen. Wenn auf den genannten Beilagen mein Name als Autor derselben figuriert, so heisst dies bloss, dass ich dieselben entworfen und zusammengestellt habe und dass dieselben des weiteren meine persönliche Auffassung des südalpinen Gebirgsbaues wiedergeben. Der Quellen und Grundlagen aber sind viele und mannigfache, und aus den verschiedensten Ländern, wenn auch naturgemäß Italien den weitaus grössten Anteil daran hat. Ich empfinde es daher als natürliche Dankspflicht, im folgenden die hauptsächlichsten Grundlagen der genannten Tafeln als solche noch ausdrücklich zu nennen. Karte und Profilserien beruhen, allerdings neben ungezählten eigenen Beobachtungen, in erster Linie auf folgenden Dokumenten geologischer Aufnahmen:

1. *Carta geologica d'Italia* 1:100000, f. Domodossola, Cannobio, Chiavenna, Aosta, M. Rosa, Varallo, Varese, Como, Brescia, Gr. Paradiso, Ivrea, Biella, Susa, Torino, Vercelli, Mortara.
2. *Carta geologica delle Tre Venezie* 1:100000, Resia, Merano, Bressanone, Monguelfo, Marmolada, Pieve di Cadore, Ampezzo, Pontebba, Trento, Feltre, Belluno, Maniago, Udine, Tolmino, Idria, Riva, Schio, Bassano, Peschiera, Verona.
3. *Hermann*, Carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali 1:200000; *Varisco*, Carta geologica della Provincia di Bergamo; *Salomon*, Geologische Karte der Adamello-Gruppe;
4. *Geologische Spezialkarten der Bergamasker Alpen*, v. Desio, Philippi, Porro, Trümpy und Leidener Schule (s. Literaturverzeichnis).
5. Geologische Spezialkarte der *Brentagruppe* (Trevisan), *Fiemme und Fassa* (Vardabasso), *Dolomiten* (Ogilvie-Gordon, Reithofer, Muttschlechner, Heissel/Ladurner, Leonardi), *Karawankentunnel* (Teller) *Julische Alpen* (Desio, Koßmat, Winkler).
6. *Geologische Karte Österreichs* (K. k. geol. Reichsanstalt und Bundesanstalt), Bl. Nauders, Sölden/St. Leonhard, Glurns/Ortler, Bormio/Tonale, Cles, Trent, Borgo/F. d. Primiero, Riva/Rovereto, Sillian/S. Stefano d. Comelico, Oberdrauburg/Mauthen, Unterdrauburg, Eisenkappel/Kanker, Prassberg a.d. Sann, Pragerhof/W'Feistritz, Tolmein, Bischofslack/Idria, Cilli/Ratschach, Rohitsch/Drachenburg, Görz, Adelsberg. *Geologische Übersichtskarte von Österreich* 1:500 000, 1930.
7. *Geologische Karte der Schweiz*: Generalkarte 1:200000, Blatt Sion, Dufourblatt XXIV, 1:100000; Spezialkarten: Linth/Rhein, Tödiplatte, SE Rhätikon, Mittelbünden, Schams, Err-Julier, Avers, Bergell, Bernina, Engadiner Dolomiten, Quatervals; Atlasblätter: Iorio, Scaletta, Zernez, Ardez.

Damit sind die Aufnahmen oder Arbeiten folgender Autoren für die vorliegende tektonische Karte verwertet worden:

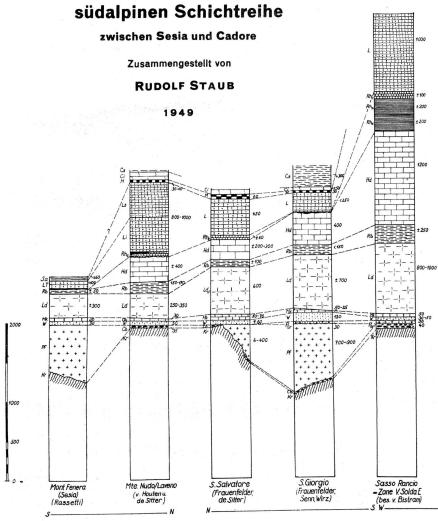
ADRIAN, AMPFERER, ANDREATTA, ARBENZ, K. u. P., ARGAND, BALTZER, BECK, BENEDETTI, BIANCHI, BISTRAM, BITTNER, BLAAS, BÖSCH, BRAUCHLI, CACCIAMALI, CADISCH, CADROBBI, CASTIGLONI, CATALISANO, COLLET, CORNELIUS, COSIJN, COZZAGLIO, CROMELIN, DAL PIAZ, G., DAL PIAZ Gb., DESIO, DOEGLAS, DOZY, DREGER, ESCHER, EUGSTER, FABIANI, FEHR, FERUGLIO, FOSSA-MANCINI, FRANCHI, FRAUENFELDER, FRECH, FURLANI, GERLACH, GEYER, GORTANI, GRUBENMANN, GÜLLER, HAGEN, HAMMER, HARLOFF, HEGWEIN, HEIM ALB., HERMANN, HOFSTENGE, v. HOUTEN, JÄCKLI H. und R., JONG, ITEN, KAPPELER, KELTERBORN, KISSLINGER, KLEBELSBERG, KLOMPÉ, KNOBLAUCH, KOBER, KOSSMAT, KREBS, KROL, KUENEN, LEONARDI, LEPSIUS, LEUZINGER, LUGEON, MAASKANT, MATTIROLO, MELZI, MERLA, MOJSISOVICS, MUTTSCHLECHNER, NABHOLZ, NEGRI, NEHER, NIGGLI, NOETH, NOVARESE, OGILVIE-GORDON, PARODI, PHILIPPI, PIA, PORRO, RAASFELDT, RABOWSKY, RADEF, RASETTI, RASSMUSS, REITHOFER, REPOSSI, RODE, SACCO, SALOMON, SANDER, SCHIAVINATO, SCHMIDEGG, C. SCHMIDT, SCHWINNER, SENN, DE SITTER, SPITZ-DYHRENFURTH, SPREAFICO, STAUB, STELLA, STOPPANI, STREIFF, SUESS, SWIDERSKY, SWOLFS, TARAMELLI, TARICCO, TELLER, TILMANN, TORNQUIST, TRENER, TREVISAN, TROMP, TRÜMPY, VACEK, VARDABASSO, VENZO, WEBER, WEEDA, WENNEKERS, WINKLER, ZENARI, ZIJLSTRA.

**Die Mächtigkeitsschwankungen  
der  
südalpinen Schichtreihe  
zwischen Sesia und Cadore**

Zusammengestellt von

RUDOLF STAUB

1949



## Monogramme

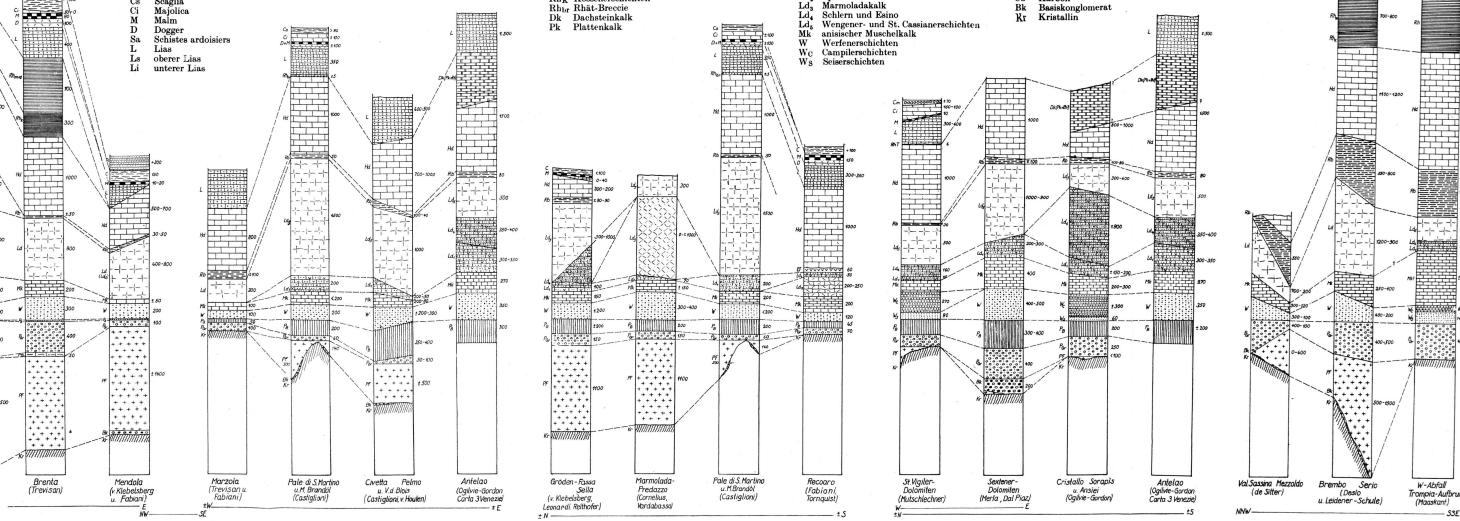
Ts Tertiär  
C Kreide i. A.  
Cs Seaglia  
G Gipskalk  
M Malm  
D Dogger  
Sa Schichten ardaisiers  
Ls Lias  
Li unterer Lias

Rhkt Conchodon-Dolomit  
Rh obere Rhaet  
Rh unterer Rhaet  
Rhs Kieselschichten  
Rhs Schichten  
Dk Dachstein  
Pk Plattenkalk

Hd Hauptdolomit  
Pgr Raiblerschichten  
Pfr Trögkalkschichten  
Pfr untere Formacion  
Co Collioschichten  
Mk Karbon  
Bk Beckenkonglomerat  
Kt Kristallin

Pg Bellerophonkalk  
Grindenbergschichten  
Pfr Trögkalkschichten  
Co Collioschichten  
Bk Beckenkonglomerat  
Kt Kristallin

T (hinter den Monogrammen) = Transgression



## Tektonische Karte der Südalpen und ihrer Nachbargebiete

1 : 1000 000  
von RUDOLF STAUB, 1949

