

Besprechungen.

Rudolf Staub: Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. (Mit einer tektonischen Übersichtskarte 1:250.000 und schematischen Profilen.) Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. XLVI. Lieferung, des ganzen Werkes 76. Lieferung. I. Abteilung, 1916.

Der Verfasser stellt sich vor allem die Aufgabe, eine Übersicht über die so überaus komplizierten tektonischen Verhältnisse der südöstlichen Schweizer Alpen zu geben. Diesem Zwecke dient auch die tektonische Übersichtskarte, welche selbstverständlich nicht alle Details wiedergeben kann.

1. Die Tektonik der Region von Bellinzona.

In enormer Eintönigkeit und Mächtigkeit türmen sich im mittleren Tessin die flachgelagerten Bänke des Tessiner Gneises übereinander. Vom Tal bis zu den Gipfeln bestehen die Berge daraus. Erst südlich von Claro senken sich die Gneisbänke und gehen rasch in steiles Südfallen über, von da nach Süden bis über den Monte Cenere hinaus sind die Schichten steil aufgerichtet: Das Gebirge zwischen Castione und der Val Morobbia erscheint als ein riesiger Fächer.

Bei näherer Betrachtung sieht man jedoch, daß die Fächerstruktur nur eine scheinbare ist und daß sich das Gebirge in mehrere Zonen gliedern läßt. Das gemeinsame Merkmal ist eine stark ausgeprägte Injektion aller Glieder zwischen Claro und Giubiasco, die sämtliche Gesteine verändert, zum Teil in hochkristalline verwandelt hat. Die Injektion läßt aber trotzdem noch den ursprünglichen Charakter der Gesteine durchschimmern, so daß eine tiefere Gliederung der kristallinen Komplexe möglich ist. Sie wird noch verstärkt durch einige Marmorzüge, welche die einzelnen Zonen trennen und die Hauptleitlinien der Wurzelzone von Bellinzona bilden.

Staub unterscheidet folgende Zonen:

1. Das Gneisgebiet von Claro-Misox.
2. Den Marmorzug von Algaletta-Castaneda.
3. Die Gneiszone von Roveredo.
4. Den Marmorzug von Castione.
5. Die Zone von Arbedo.
6. Den Marmorzug von Tabio.
7. Die Zone von Bellinzona.
8. Die Trias vom Passo San Jorio.
9. Das Segebirge.

Alle Zonen streichen ONO, auch OW, hie und da OSO; das Fallen schwankt zwischen 75° S und 45° N.

Es folgt nun eine eingehende petrographische Beschreibung der einzelnen Zonen. Die Gneise von Claro senken sich in flachem Bogen in die Tiefe, jene von Misox bilden ein steiles, südwärts überkipptes Gewölbe, die Gesteine von Castione sind mesozoische Sedimente, penninischer Fazies. Der Marmorzug von Tabio gleicht petrographisch jenem von Castione. In der Zone von Bellinzona erreicht die Injektion ihren Höhepunkt. Der petrographische Charakter derselben ähnelt jener von Ivrea. Die Granat- und Silimanitgesteine gleichen völlig denen von Ivrea, auch Stöcke von Peridotit und Serpentin fehlen nicht.¹⁾ Im Süden von Palasio nimmt die Injektion rasch ab und scheint in der

¹⁾ Wie in den Gesteinen des Tauernwestendes!

Morobbiaschicht auszuklingen. Hier macht sich jedoch eine intensive Mylonitisierung der Gesteine bemerkbar; diese Quetschzone ist die Begrenzung der Zone von Bellinzona gegen das Seegebirge.²⁾ Nördlich von Vellano und S. Antonio sieht man den direkten Übergang der nicht injizierten Schiefer in die Injektionszone, aber vergeblich sucht man einen Übergang der Schiefer des Jorio in die Injektionszone des Corno di Gesero. Zwischen beide schiebt sich der Tonalit von Meliolo, der letzte Ausläufer des Diagraziamassivs. Im Innern des Intrusivkörpers von Meliolo finden sich zahlreiche Aplit- und Pegmatitadern, es ist derselbe, der in den Zonen von Arbedo und Bellinzona verbreitet ist. Dieselben Pegmatite durchsetzen nördlich des Passo S. Jorio den Tonalit. Sie sind also jünger als dieser. Im Tonalit von Albionasco findet man granitische Schlieren. Der granitische Herd, welcher die Injektion hervorrief, ist also jünger als der Tonalit.

Die Trias des Passo San Jorio ist die Fortsetzung der ostalpinen Trias von Dubino.

Das Alter der kristallinen Schiefer ist sicher vortriadisch, zum Teil vorkarbonisch (Carbonmulde bei Manno). Besonders dringend ist die Frage nach dem Alter der Marmore. Für die Marmore von Castione nimmt Staub, infolge von Analogie mit den Bündner Schiefern der penninischen Region ein mesozoisches Alter an. Es sind hochmetamorphe Bündner Schiefer. Infolge der Ähnlichkeit dieser Gesteine mit jenen von Castaneda-Algaletta und Tabio ist Staub gezwungen, auch diese für mesozoisch zu halten. Südlich von Tabio fehlen die feinkörnigen Marmore ganz. Die Marmore des Seegebirges sind grobkörnig und in inniger Wechsellagerung mit den Gneisen. Sie sind diesen gleichaltrig.³⁾ Die Marmore von Castione werden von der Injektion betroffen. Diese ist also mindestens postliassisch. Die nördlichen Marmorzüge sind enge Synklinale, die Injektion setzt unbekümmert um diese durch. Die Tektonik des Gebietes zwischen Claro und Bellinzona war zur Zeit der Injektion schon fertig, sie ist aber eine Folge der Zusammenpressung in der letzten Phase der Alpenfaltung. Die Injektion ist in das fertige Gebirge eingedrungen. Nur im Süden dauern noch nachträglich einige Bewegungen an.⁴⁾ Die Injektionsgesteine nehmen an der Quetschzone von Giubiasco teil.

Der Tonalit ist die Fortsetzung des Disgraziemassivs, für welches Cornelius ein oberoligozänes Alter nachweisen konnte. Dies ist also die untere Altersgrenze; die obere geben uns die Gerölle der südalpinen Nagelfluhe, deren Alter allerdings unsicher ist, aber sicher in die Zeit zwischen Oligozän und Sarmatien fällt. Die Granite sind also mittel- bis jungtertiär.

Die Reihenfolge der wichtigsten Vorgänge, die sich in jener Zeit abspielten, werden von Staub in folgender Weise zusammengefaßt:

Oligozän	{ südliche Deckenschübe, Zusammenpressung des Alpenkörpers, Steilstellung der südlichen Region (Wurzeln).
Miozän	{ Intrusion der jungen Granite und Tonalite, Tessiner Injektion, Abspülung der Alpen, Ablagerung der Molasse, Aufrichtung des Flysches und der Molasse am südlichen Alpenrand.
Pliozän:	Ablagerung des Pliozän.

²⁾ Ein ostalpines Analogon hierzu sind die Pusterer Mylonite an der Südgrenze der Altgneise bei Welsberg-Toblach.

³⁾ Wie die Marmore in den Altgneisen der östlichen Alpen.

⁴⁾ Siehe Spitz: „Fragmente zur Tektonik der Westalpen“ Verh. der R.-A. 1919. „Presolanaphase.“

Das Gebiet zwischen Claro und Monte Cenere ist ein Wurzel-land. Die Gneiszüge zwischen den mesozoischen Streifen entsprechen einander nicht.

Im unteren Misox und Tessin sieht man, wie die Zone der Schiefer von Claro alpenwärts in die flachgelagerten Gneise der Adula übergehen, diese liegt aber als Decke auf den Bündner Schiefen des Blenioales. Die Gneiszone von Claro ist die Wurzel der Aduladecke. Der Triaszug von San Jorio setzt sich über Dubino zum Monte Padrio bei Tirano fort. Dies ist eine ostalpine Wurzel. Das Seegebirge bildet den kristallinen Untergrund der Dinariden. Wie können nun die zahlreichen Decken Bündens im engen Wurzelgebiet von Bellinzona untergebracht werden? Diese Frage läßt sich im Tessin nicht entscheiden. Um sie einer Lösung näher zu bringen, muß man sich die Deckengebiete Bündens näher ansehen.

II. Die Decken im südlichen Bünden.

Vom Gotthard nach Osten treffen wir nacheinander auf folgende Decken mit kristalliner Unterlage:

1. Die Molaredecke.
2. Die Aduladecke.
3. Die Tambodecke,
4. Die Surettadecke.
5. Die Schamserdecken (mindestens 4).
6. Die rhätische Decke.
7. Die Selladecke.
8. Die Errdecke.
9. Die Berninadecke.
10. Die Languarddecke.
11. Die Campodecke.
12. Die Silvrettadecke.

Neben diesen größeren, die durch die Auflagerung ihrer kristallinen Unterlage auf das Mesozoikum der darunter liegenden sichergestellt sind, unterscheidet man noch kleinere, denen die kristalline Unterlage fehlt und die mit den genannten in Zusammenhang zu bringen sind:

1. Die Bündner Schieferdecke des Lugnetz.
2. Die Gneisschuppe von Vals.
3. Die Prättigaudecke.
4. Die Bergüner Decken.

Diesen zwölf größeren und vier kleineren Decken stehen im Wurzelgebiet von Bellinzona nur fünf Wurzelzonen gegenüber und in dem Raume zwischen Claro und Luganenser Kalkalpen müssen alle alpinen Decken wurzeln, denn die Luganenser Kalkalpen gehören zu den Dinariden.

Von größter Bedeutung ist der Verlauf der Sedimentzüge und vor allem deren tektonische Verfolgung, das heißt deren Auskeilen oder deren Fortsetzung in eine der bekannten Wurzelzonen im Puschlav oder Veltlin. Der petrographische Gehalt der Decke darf nicht ohne weiteres Anlaß zu Gruppierungen in Deckensysteme geben, denn die kristalline Fazies kann in einer einzigen Decke den größten Schwankungen unterworfen sein.

Die Bündner Schiefer, welche Adula und Molaremassiv trennen, lassen sich bis Compravasco im Val Blegno verfolgen: die beiden Decken sind also nur Teildecken der Tessiner Alpen. Sie haben eine gemeinsame Wurzel. Die Bündner Schiefer des Lugnetz liegen deutlich unter der Adulamasse, stammen also von einer tieferen Tessiner Decke. Die Misoxer Mulde, die Adula und Tambo trennt, läßt sich vom Hinterrhein bis nach Bondo verfolgen. Tambo und Adula verschmelzen

also nicht. Die Gneisschuppe von Vals streicht in die Misoxer Mulde, gehört also entweder zur Adula- oder zur Tambomasse. Die Splügener Mulde keilt im Bergell aus: Tambo und Suretta vereinigen sich. Die Suretta, Schamser und rhätische Decke verdienen eine nähere Betrachtung.

Über die Surettagneise des südlichen Avers legt sich ein mächtiges Mesozoikum: zunächst ein Band von penninischer Trias, über dieser liegt die Bündner Schiefermasse des Avers. Im Norden scheinen ihr Grünschiefer zu fehlen, im Süden stellen sich auf der Bregalalp Ophiolite, darunter auch Serpentin ein und jenseits der Wasserscheide ist die ganze Trias durch Ophiolite repräsentiert. Dieser Zug streicht ins Val Malenco. In dieser Triasmasse liegen einzelne Gneisschuppen, die alle zur rhätischen Decke gehören. Die Synklinalzone des Val Malenco trennt Suretta und rhätische Decke.

Nördlich des Septimer schieben sich zwischen die Bündner Schiefer der Suretta und die rhätische Decke des Oberhalbsteins die Schamser Decken mitsamt der Prättigaudecke.

Nach dem bisherigen Stand der Kenntnisse war man geneigt, sie aus der Synklinalzone von Val Malenco herzuleiten. Ihrer Ausdehnung gemäß müssen sie jedoch mit einem mächtigen kristallinen Kern verbunden werden und können nicht mit den Gneisschuppen zwischen den Ophioliten vom Val Malenco in Zusammenhang gebracht werden. Sie gehören, alle zur rhätischen Decke. Die rhätische Decke im Oberengadin ist also etwas ganz anderes als die rhätische Decke im alten Steinmannschen Sinne. Die rhätische Decke des Engadins besteht aus Lias, Trias, Kristallin, welches allein eine Mächtigkeit von über 2000 m hat; es kommen wohl auch Grüngesteine drin vor, weshalb der Name gewählt wurde. Unterlage ist das Surettamesozoikum. Ob auch die Schiefer des Prättigau zur rhätischen Decke gehören, ist keineswegs sichergestellt. Bestätigt sich der Zusammenhang der Schiefer von Tiefenkastral mit jenen des Prättigau, dann ist dies der Fall. Für die Zonen der Sulzfluh und des Falknis bleibt nur die Wahl zwischen südrhätischem oder unterostalpinem Ursprung.

Auf jeden Fall liegt zwischen den Bündner Schiefen des Prättigau und den ostalpinen Decken eine Zone heimatloser Schuppen, die Zyn del „Mischungszonen“ nannte.

Staub schlägt vor, den Namen „rhätische Decke“⁵⁾ nur für die große Einheit und für die Teildecken Lokalnamen zu wählen:

Von oben nach unten:

1. Todtalpdecke (eventuell Sulzfluh, Falknis).
2. Plattadecke (Piz Platta).
3. Prättigaudecke.
4. Schamser Decken.

Die Trennung von Suretta und rhätischer Decke verfolgen wir bis an die Wurzel im Val Malenco.

Über den rhätischen Decken folgen die ostalpinen, die durch gewaltige Eruptivmassen gekennzeichnet sind:

1. Die Selladecke. Der trennende Sedimentzug geht vom Val Fex bis ins Puschlav. Die Trennung zwischen rhätischer Decke und ostalpinen geht also bis tief in die Wurzelregion. Über der Selladecke folgt die Errdecke, im Oberhalbstein und im obersten Albulatal erscheint unter dieser der Albulagranit, die Albuladecke Zyn deld. Diese beiden verschmelzen sehr bald, auch Sella und Errdecke hängen in der südlichen Berninagruppe zusammen. Darüber folgt die Berninadecke. Nördlich des Engadins ist die Trennung von Err- und Berninadecke eine deutliche, am Pizzo Verona aber liegen die Granite und

⁵⁾ In der späteren Arbeit gebraucht Staub für die rhätische Decke den Namen Margnadecke.

Gneise der Bernina direkt auf den Casannaschiefern der Err-Selladecke und ein Zusammenschluß ist also wahrscheinlich. Am Puschlaver See treten wieder Sedimente auf, die trennende Mulde hat sich also nicht geschlossen, die Sedimente waren nur stellenweise ausgequetscht: Sella-, Err- und Berninadecke sind bis zur Wurzel getrennt. Die Zone von Brusio ist die Wurzel für die Berninadecke. Über der Bernina liegt die Languarddecke, getrennt durch die Trias des Piz-Alv. Languard und Bernina vereinigen sich an der Forcola di Carale. Über der Bernina-Languard liegt die Trias des Sassalbo, darüber die Campodecke. Der Sassalbo ist nach Spitz und Dyhrenfurth eine gegen Westen offene Nordsüd streichende Mulde, nach Staub eine Folge von Querfaltung.

Die Zone von Brusio verschmilzt mit der Tonalezone. Languard- und Campodecke vereinigen sich im südlichen Puschlav, Bernina und Languard im oberen Puschlav. Bernina-, Languard- und Campodecke sind also eine Stammdecke und haben eine gemeinsame Wurzel in der Zone von Brusio und in den angrenzenden Teilen der Tonalezone. Westlich von Berbenno schließt sich diese Einheit mit der Selladecke zusammen: alle ostalpinen Decken haben also eine Wurzel.

Die kristallinen Schiefer der Campodecke setzen sich in der kristallinen Unterlage des Ortler fort, dessen Sedimente wohl autochthon auftreten, dessen Unterlage aber auf der Sassalbozone liegt, also überschoben ist. Der Ortler ist der sedimentäre Teil der Campodecke.

Die Aufwölbung des Engadiner Fensters macht sich bis zum Stilsfer Joch hin geltend. Die Depression, in welcher die Silvretta liegt, erkennen wir noch im Veltin. Die Achsen des Ortler Mezozoikums fallen rasch nach Westen: die südwärts schauende Antiklinale des Stilsfer Jochs reicht über das Val Fraele ins Unterengadin, der Ortler bis nach Scans. Ortler- und Unterengadiner Dolomiten sind die Sedimentplatte der Campodecke, welche wir unter den Albulapaß in die Bergüner Stöcke verfolgen. Diese gehören also auch zur Campodecke.

Bei Dubino, unweit des Comersees, finden wir mesozoische Gesteine ostalpiner Fazies, welche nicht nur stratigraphisch, sondern auch tektonisch dem Ortler entsprechen. Die Trias von Dubino gehört aber normal zu den Morbegno-Edoloschiefern, diese aber gehören zum Seegebirge! Solche Unregelmäßigkeiten können aber nach Staub nur als lokale Störungen aufgefaßt werden. Die von Spitz und Dyhrenfurth nachgewiesenen O—W-Schübe werden von Staub als Rückfaltungen erklärt.

Über den Engadiner Dolomiten liegen noch weitere Überschiebungsmassen, deren Überreste am Piz Chazforà, Piz da Rims, P. Umbraill als Deckschollen erhalten sind. Nördlich des Münstertales gehören zu dieser Überschiebungsmasse die Kappe des Minschun, P. Starlèr, P. Terza.

Diese hingen einst zusammen und bildeten eine Schubmasse, welche über den Engadiner Dolomiten lag. An der Linie Cinuskel—Zernez—Stragliavita-Paß stoßen die Unterengadiner Dolomiten an die Gneise der Silvretta. Der Kontakt ist steil. Im Albulatal aber liegen die Silvrettagesteine auf der Fortsetzung der Unterengadiner Dolomiten und deshalb ist es wahrscheinlich, daß sie über die Engadiner Dolomiten gehören und nur durch Einwickelung in die jetzige Lage gebracht sind. Mag man nun die kristallinen Deckschollen des Unterengadins zur Silvretta oder zur Ötztaler Masse rechnen, die Tatsache bleibt bestehen, daß dieselben einer kristallinen Decke angehören, die über die Engadiner Dolomiten hinweggeschoben wurde und die weiter im Norden die Unterlage der Kalkalpen bildet. Diese Zone nennt Staub oberostalpin; Sella-, Err-, Bernina-, Languard-, Campodecke bilden die unterostalpine Decke. (Nicht zu verwechseln mit unter- und oberostalpin im Sinne Kobers.)

Die Wurzel der unterostalpinen Decke ist die Tonalezone, begrenzt durch den Triaszug: Vezza—Monte Padrio—Dubino. Die Wurzel der oberostalpinen liegt südlich davon in den Tonaleschiefern.

Die Decken Bündens kann man also aus wenigen Stammdecken ableiten:

1. Die Molare-Adula-Decken vereinigen sich.
2. Tambo-Suretta ebenfalls.
3. Die Schamser-, Prättigau- und rhätische Decke sind Glieder der rhätischen Stammdecke.
4. Sella-, Err-, Bernina-, Languard-, Campo-, Ortler-, Unterengadiner Dolomiten und Bergüner Decken bilden die unterostalpine Decke.
5. Silvretta und Ötztaler Masse die oberostalpine Decke.

III. Die Wurzeln der penninischen und ostalpinen Decken im südlichen Tessin.

Den eben genannten fünf Hauptdecken stehen die fünf Gneiszonon im Tessin gegenüber. Das Gneisgebiet von Claro-Misox ist mit der Adula-Molaredecke in Verbindung, es ist deren Wurzel. Die Zone von Bellinzona ist die Fortsetzung der Zone des Tonale. Die Trias von San Jorio ist die Fortsetzung der Trias von Dubino. Die Schiefer des Seegebirges entsprechen den Edolo- und Morbegnoschiefern. Die Zone von Bellinzona ist die Wurzel der unterostalpinen Decke, das Seegebirge die der oberostalpinen. Die Zone von Arbedo und jene von Roveredo müssen also die Wurzeln für die rhätische und die Tambo-Surettadecke sein, obwohl ein direkter Zusammenhang nicht sichtbar ist, weil derselbe durch die Intrusion der Dasgraziamasse unterbrochen wurde.

Die Zone von Arbedo ist die Wurzel für die rhätische Decke, jene von Roveredo für die Tambo-Surettadecke. Die Ophiolite der rhätischen Decke sind nach Cornelius und R. Staub nach begonnener Deckenbildung am Grunde der ostalpinen Decken als Lagergänge emporgedrungen. Eine Häufung der Ophiolite an der rhätisch-ostalpinen Grenze ist nicht nur im Engadin, sondern auch in der Wurzel vorhanden.

Zwischen der Trias des San Jorio und dem Seegebirge liegt die alpin-dinarische Grenze. Die Joriotrias entspricht aber erst dem Unterostalpinen. Das Oberostalpine ist also südlich davon zu suchen. Weiter östlich schieben sich zwischen die Edoloschiefer und das autochthone Kristallin der Dinariden schmale synklinale Bänder von Perm und Trias: eine südwärts gerichtete Schuppe von Kristallin. Gegen Westen steigen sie in die Höhe und im Seegebirge verschmelzen Edoloschiefer (Wurzel des Oberostalpinen) mit dem Kristallin der Dinariden.

Im Tessin kann also die Wurzel des Oberostalpinen von den Dinariden nicht getrennt werden oder mit anderen Worten: die oberostalpine Decke stammt aus den Dinariden, sie liegt als dinarisches Land auf dem alpinen. Damit lebt die Hypothese Termiers wieder auf; der Gegensatz zwischen Alpen und Dinariden schwindet: Alpen und Dinariden gehören im Westen untrennbar zusammen. Als gewaltiger traineau écraseur schoben sich die Dinariden über die alpinen Decken. Nach und nach wurde der Widerstand durch die nordwärts sich stauenden Massen immer größer, die Zentralmassive wurden aufgewölbt, die Wurzeln nahmen steiles Südfallen an und wurden zum Teil sogar unterschoben, so daß die Dinariden stellenweise unter die Alpen einfallen.

Der allgemeinen Bewegung der Dinariden nach Norden entspricht auch der nordschauende Bogen, den die alpinen Wurzeln in der Tessiner Gegend beschreiben. Am Scheitel des Bogens sind die Wurzeln am stärksten zusammengedrückt.

Verfolgt man die Wurzelzonen nach Westen, so kommt man zu folgenden Ergebnissen: Das Seegebirge setzt sich in den Strona-

gneisen fort. Die Zone von Bellinzona ist die östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea. Daraus folgt: Das Canavese, welches diese im Norden begrenzt, kann nicht zum Passo San Jorio und nach Dubino streichen. Es muß nördlich der Zone von Bellinzona durchziehen und setzt sich nach R. Staub im Marmorzug von Tabio fort. Daß die Sedimente des Canavese östlich von Locarno metamorph sind, wird als eine Folge der Injektion erklärt. Die Zone von Ivrea ist die Wurzel der unterostalpinen Decke. Sie ist die Fortsetzung der Tonalezone. Das Canavese hängt im Val d'Arbedo mit der Wurzel der rhätischen Decke zusammen. Es ist aber nur eine schmale Schuppenzone und entspricht also nur den Schuppen des Puschlav, Fex und denen der Schamser Decken. Auf diese Weise gelangt Staub zu einer neuen Parallelisierung der Bündner mit den Walliser Decken:

1. Die Dentblanche entspricht der rhätischen Decke des Oberengadins.

2. Die Monterosadecke ist die Tambo-Surettadecke.

3. Großer St. Bernhard und Simplondecken entsprechen der Adula und den tieferen Tessiner Decken.

Der Arbeit sind einige Tabellen und eine tektonische Übersichtskarte beigegeben, welche die Ausführungen wesentlich unterstützen.

* * *

Soweit die Ausführungen von Rudolf Staub in seiner grundlegenden, großzügigen Arbeit über die südöstlichen Schweizer Alpen. Vergleichen wir aber die Resultate von R. Staub mit den Beobachtungen von Albrecht Spitz, so steigen uns einige Zweifel an der Richtigkeit des Deckenschemas auf, verfolgen wir jedoch die Wurzelzone im Streichen in die östlichen Ostalpen, so sehen wir bald die Unmöglichkeit einer Gliederung in das vorliegende Deckenschema.

Betrachten wir vor allem die Sesiagneise (Wurzel der rhätischen Decke = oberstes Penninikum). Die Diorit-Kinzigit-Serie ist im Osten mit den Grosiner Alpen engstens verknüpft, wie Spitz⁶⁾ berichtet und wie ich mich mit eigener Anschauung überzeugen konnte. Im Westen ist die Injektionszone ebenfalls mit den Sesiagneisen untrennbar verknüpft, penninisch und ostalpin verschmelzen, es fehlt der Raum für die Wurzel für das Kristallin der rhätischen Decke. Das Canavese liegt als normales Sediment auf den Gneisen der Sesia.⁷⁾ Es gehört seiner Fazies nach zur insubrischen Mulde und es muß doch befremden, daß die Injektion bei Montalto gar keinen Einfluß auf die Triassedimente gehabt hat, während sie dieselben bei Tabio völlig umgewandelt haben soll! Aus den Sesiagneisen beschreibt Spitz Diorit und Porphyritgänge, die uns an jene des Ortler Kristallins erinnern und die in den benachbarten Schistes lustrés fehlen. Nach Spitz' Beobachtungen bei Montalto Dora ist das Canavese eine Schuppenzone, weshalb uns eine geringe Verschiebung im Streichen nicht wundern darf. Es erscheint also eine Verbindung des Canavese mit der insubrischen Mulde die natürlichste.

Verfolgen wir die Tonalezone über den Tonale nach Osten. Das Streichen schwenkt ins Judikarische, die Injektion verliert völlig ihren basischen Charakter, wird sauer und im Süden der Ortlergruppe herum streichen die Gesteine ins Ultental. Hier finden wir Granite⁸⁾ und an der Judikarienlinie eingeklemmte Triasreste, deren Fortsetzung wir im Pensertale, bei Mauls und bei Kalkstein suchen müssen. Die Fazies ist übereinstimmend ostalpine Bündnerfazies = unterostalpin =

⁶⁾ Spitz: Fragmente zur Tektonik der Westalpen, I und II. Verh. der R.-A. 1919.

⁷⁾ Spitz: Liasfossilien der Canavese. Verh. der R.-A. 1919.

⁸⁾ Nach Hammer.

zentralalpin. Ihre Stellung ist aber wesentlich geändert, denn die Trias bildet nicht mehr die Grenze zwischen alpinem und dinarischem, oder richtiger gesagt, südalpinem Kristallin, wie am Passo San Jorio, sondern steckt mitten im alpinen Kristallin und die Injektionszone, bei Mauls Maulser Silikatschiefer genannt, liegt am Zinseler südlich davon, just wie bei Montalto.

Wollen wir in der Wurzelzone östlich vom Tonale, ungefähr in der Gegend von Bruneck, eine ähnliche Gliederung wie im Westen durchführen, so müßten wir es folgendermaßen tun: von Süden nach Norden treffen wir folgende Zonen:

1. Südalpines (dinarisches) Kristallin (Phyllite und Gneise) und oberostalpin Mesozoikum (Brunecker Schloßberg) = Seegebirge.

2. Altkristallin mit Antholer Gneis und Trias von Kalkstein = Ivrea = Bellinzona (das Äquivalent der Zone von Bellinzona ist vom Äquivalent der Sesiazone nicht zu trennen) = unterostalpin.

3. Kalkphyllit und -marmore mit Serpentin der Schieferhülle = rhätische Decke = penninisch.

Der Übergang vom Wurzelland in das Deckenland vollzieht sich ungefähr in der Gegend von Sand i. Taufers, dort treten, wie Sander nachgewiesen hat, Rückfaltungen nach Süden auf (Speikboden-decke Sanders), ähnlich wie am Piz Alv in der Languarddecke—Campo-decke.

In der Gegend von Bruneck könnte also das Schema mit einigen Abänderungen Anwendung finden. Anders verhält es sich noch weiter östlich bei Lienz. Vor allem verschwindet die unterostalpine Trias, die Injektionszone verschwindet, nur die Zone der Altgneise streicht fort. Nördlich davon treten steilgestellte Schistes lustrés auf. Ein neues Glied, der Quarzphyllit des Turntales, schaltet sich zwischen Altgneis und Drauzug Trias ein, die nach dem Deckenschema die Wurzel für die oberostalpinen Decken sein müßte. Der Drauzug liegt unter normalem Kontakt den Karnischen Gneisen auf, seine Fazies zeigt zentralalpine, nord- und südalpine Anklänge. Damit würden die Verhältnisse mit den von Staub für die oberostalpine Wurzel postulierten einigermaßen übereinstimmen. Zeigt der Drauzug aber den geologischen Bau, der seinen Wurzelcharakter bestätigt? Wohl ist sein Westende steilgestellt, bei Lienz schon zeigt er aber, wie Geyer nachgewiesen hat, einfachen Muldenbau und am Dobratsch finden wir⁹⁾ überhaupt keinen Zusammenschub mehr, sondern nur Brüche, also nur Vertikalbewegungen. Das ist aber keineswegs der Charakter einer Wurzelzone! Und gerade von hier aus müßte die größte Nordalpenmasse stammen. Daraus ersehen wir, daß wir bei Anwendung des Deckenschemas auf die Ostalpen Schwierigkeiten begegnen, sich vor allem die Unmöglichkeit zeigt, eine am Südabhang der Zentralalpen gelegene Wurzel für die nördlichen Kalkalpen zu finden.

Für die Ostalpen können wir nur folgendes bestätigen:

1. Der Gegensatz zwischen Alpen und Dinariden verschwimmt.

2. Die Dreiteilung der Fazies in penninisch, unter- und oberostalpin kann bestehen, wobei bemerkt sei, daß am Tauern-Westende¹⁰⁾ penninisch und unterostalpin verschwimmen, im Drauzug Übergänge aus der südalpinen in die zentralalpine (unterostalpine) Fazies zu verzeichnen sind. So gewaltige Deckenwanderungen wie in den Westalpen können wir aber in den östlichen Alpen nicht bestätigen, weil nach dem heutigen Stande der Kenntnisse kein ostalpines Wurzelland nachzuweisen ist.

M. Furlani.

⁹⁾ Wie mir Herr J. Pia freundlichst mitteilt.

¹⁰⁾ Sander: Westende der Tauern. Denkschr. der Akad. der Wiss. 1912.

Rudolf Staub: Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XLVI. Lieferung. Des ganzen Werkes 76. Lieferung. III. Abteilung. 1917.

In der Arbeit „Sur l'arc des Alpes occidentales“ (Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1, 1916) hat Argand das Werden der Alpen geschildert. Es ist nicht ein einmaliger Akt, sondern ein allmähliches Geschehen, dessen Anfänge weit ins Paläozoikum reichen. Ursache der Auffaltung ist das Heranrücken Indo-Afrikas auf Eurasien.

Diese Arbeit Argands bildet die Anregung zu der vorliegenden Studie von R. Staub, die uns in anregender Weise und unterstützt durch Tabellen und Profile die Zusammenhänge zwischen Fazies und Deckenbau Graubündens lehrt.

Für die Untersuchung der Faziesverhältnisse kommen vor allem diejenigen Decken in Betracht, welche ihren Zusammenhang mit der Wurzel erhalten haben; ferner vor allem diejenigen Formationen, die im ganzen Deckenprofil zwischen Gotthard und Ortler überall entwickelt sind, also Perm, Trias, Lias. Die günstigsten Verhältnisse für diese Untersuchungen sind im südlichen Bünden.

Perm.

Das Perm ist entweder als Verrucano oder als Casannaschiefer entwickelt. Ersterer erscheint als neritische, letztere als bathyale Fazies. Die Verrucanofazies fehlt in den penninischen Decken Bündens fast gänzlich, die Casannaschieferfazies geht fast durch das ganze Gebiet hindurch. Mit zwei Ausnahmen (Rücken des Gotthardmassivs im Lugnetz, Stirn der Adula) gelangen in der penninischen Region bathyale Permsedimente zum Absatz. Dieselbe hatte also größtenteils den Charakter einer Geosynklinale.

Anders in der ostalpinen Region, deren Gesteine auch herzynisch gefaltet sind. Sie ragten als Gebirge aus dem Meere hervor und wurden abgetragen. Eine Folge davon sind mächtige Verrucanoablagerungen. Die ostalpine Region ist also ähnlich der helvetischen vorwiegend Land und Flachsee. Als alter Kontinentalsockel ist sie keineswegs einfach gebaut: Inseln, Flachsee und tiefere Meeresteile, in denen Casannaschiefer zum Absatz kommen, wechseln ab. Sie ist der Rumpf eines Festlandes, eine Geantiklinale. Infolge des komplizierten Baues jenes permischen Kontinents ist von einer weiteren Gliederung abzusehen.

Die Verhältnisse in den ruhigeren Becken Bündens sind hingegen so weit abgeklärt, daß man eine Gliederung der permischen Zone durchführen kann.

Nach Argand nennt Staub das penninische Ablagerungsgebiet „penninische Geosynklinale“. In ihr trifft man zwei neritischere Fazies am Stirnrande der Adula und der Margnadecke. Durch diese sind sie in drei Becken getrennt:

1. Die nordpenninische Geosynklinale (G. S.),
2. die Adula Geantiklinale (G. A.),
3. die mittelpenninische G. S.,
4. die Margna G. A.

Im Norden der penninischen G. S. liegt die helvetische G. A., im Süden die ostalpine G. A.

Trias.

Die triadischen Sedimente, Quarzite, Rauhdecken, Gipse, Kalk, Rötidolomite, bunten Schiefer und Brekzien helvetischer und penninischer Fazies haben seit jeher als Seichtwasserbildungen gegolten.

Daneben findet man, wie Argand im Wallis gezeigt hat, die Trias auch in der Fazies der altkristallinen Paraschiefer, Casanna-

schiefer und der Schistes lustrés. Man sieht an manchen Stellen den direkten Übergang der schlammig tonigen Casannaschiefer in die kalkhaltigere Ablagerung der Schistes lustrés. Die Trias ist also auch im penninischen Gebiet vorhanden, aber in bathyalen Fazies.

Die ostalpine Region zeigt meist neritische Fazies. Wieder unterscheidet sich in der penninischen Region die Stirnseite der Decken durch die neritische Fazies (Hohbühl, Alp Vallatscha, Piz Alpetta, Nordrand der Aduladecke, an der Tambostirn nördlich San Bernardino, Splügen-Soglio, bei Innerferrera an der Surettastirn), während sie gegen die Wurzeln hin fehlt, das heißt in bathyalen Fazies entwickelt ist. Besondere Mächtigkeit erreicht die neritische Trias in dem Madriser Sedimentationsraum auf den zentralen Rückenteilen der Surettadecke.

Die Stirn und der benachbarte Teil des Rückens der Margnadecke entsprechen, ebenso wie im Perm, einer Geantiklinalregion. Aus derselben müssen die Triasgesteine der Schamser Decken, die Quarzite, Dolomite, Rauhwacken, Marmore, Diploporenkalke und die pseudoostalpine Fazies des Averser Weißberges abgeleitet werden. Im Puschlav ist nur noch wenig Dolomit, im Val Malenco fehlen auch die Quarzite ganz, sie sind durch Casannaschiefer vertreten.

Im Süden der großen penninischen Geosynklinale folgt die ostalpine Geantiklinale, vor allem die unterostalpine Region. Das Studium dieser Region stößt auf große Schwierigkeiten, denn die unterostalpinen Decken haben vielfach den Zusammenhang mit der Wurzel eingebüßt und liegen als heimatlose Schubfalten unter höheren Decken begraben.

Nach den Untersuchungen von R. Staub ist die Sulzfluh als Abkömmling der Berninadecke zu betrachten. Sie ist aber seit jeher als Fortsetzung der Klippendecke bezeichnet worden. Diese wäre also der weit nach Norden vorgeschobene Sedimentmantel der Berninadecke. Im Ober-Engadin wären demnach die südlichen, in der Sulzfluh die Reste der nördlichen Berninadecke zu sehen. Diese Anschauung stößt aber auf schwerwiegende Bedenken, wenn man annimmt, daß der Vorstoß der ostalpinen Decken durch einen einmaligen Schub erfolgt sei. Nimmt man aber für die Deckenschübe der Ostalpen verschiedene, zeitlich getrennte Phasen an, so läßt sich die Identität der Sulzfluhgranite mit jenen der Bernina erklären.

Staub gliedert die ostalpinen Faltungsphasen in Graubünden in zwei Hauptphasen, eine Vorphase und eine Schlußphase. In der Vorphase tritt eine starke Nordbewegung der indo-afrikanischen Scholle ein, die oberostalpinen Decken schieben sich auf das penninische Vorland. Die unterostalpine Hauptphase setzt mit der Hauptüberschiebung der Errdecke ein. Es folgt jene der Berninadecke, welche die Errsedimente abschert (Quetschzonen von Arosa), hierauf die Bildung der Languarddecke, welche den Alzug auswalzt. In der Campophase entsteht die Campodecke, welche die Languardstirn auswalzt. Endlich dringen alle drei Decken nach Norden vor, es häufen sich die Sedimente an der Berninastirn, die Errstirn wird abgeschert (Sulzfluh und Falknis entstehen).

Nun folgt die oberostalpine Hauptphase mit der Überschiebung der Silvrettadecke. Diese dringt rascher vor als die unterostalpinen, daher übt sie einen enormen Druck auf die Stirnteile jener aus. Es erfolgt die Auswalzung der Berninastirn, die Verfrachtung größerer penninischer Massen und die Auswalzung eines Teiles der Campodecke und deren Verfrachtung auf die Quetschzonen von Arosa und des Rhätikon. Auf diese Weise sind Sulzfluh, Klippen, Quetschzonen des Rhätikon, Todtalpdecke, Quetschzonen von Arosa, Parpaner Weißhorn entstanden. Es folgt nun die Schlußphase, welche durch Bewegungen in der Suretta- und Malencogegend eingeleitet wird. Diese pflanzen sich nach Norden fort und es erfolgt noch ein allgemeiner

Vorstoß der ostalpinen Decken nach Norden. Dieser hat Stauungen zur Folge, deren Wirkung die Einwicklung einiger Decken ist. (Einwicklung der Silvretta unter und in die Campodecke, Einwicklung der Campo-Languarddecke durch die Bernina-Errdeckenstümpfe, Querfaltungen am Sassalbo, Einwicklung der Errdecke in die penninischen Schiefer und der Aela-Campodecke durch die penninischen Schiefer.) Auf einer Tabelle werden die Faltungsperioden zusammengefaßt.

Den Beginn der Hauptfaltung verlegt R. Staub in die Oberkreide bis ins Eozän. Die Hauptfaltung ins Oligozän, den Schluß ins Miozän. Die dinarischen (insubrischen) Bewegungen ins Mittelbis Obermiozän.¹⁾

Die nordwärts gekehrte liegende Falte am Mezzaun ist keine Deckenstirn, denn es findet sich dort nirgends das zum Deckenkern gehörige Kristallin, ebenso ist nach Cornelius am Piz Padella keine vorhanden. Der Juliergranit, welcher dem der Bernina entspricht, kommt am Grunde der Klippendecke hervor. Für die äußersten Klippenketten darf man keine Ähnlichkeit mit der Berninadecke postulieren, wohl aber für die inneren, die tatsächlich große Übereinstimmung mit dem Piz Alv aufweisen. Das gilt nach A. Jeanet besonders für die Vallée de la grande eau bei St. Triphon. Die Klippendecke gehört also zur Berninadecke.

Es ist nun noch die Einreihung der Brekziendecke in eine der kristallinen Stammdecken durchzuführen. Das Äquivalent der Brekziendecke kann in Graubünden nur zwischen Prättigauflisch (Dent blanche-Decke) und Sulzfluhzone (Berninadecke) gesucht werden: das wäre also in der Falknisdecke. Ganz abgesehen von der tektonischen Notwendigkeit läßt sich auch die Stratigraphie der beiden Zonen gut vergleichen. Die Falknisdecke kann aber nur aus dem unterostalpinen Deckenraum herkommen, und da die Klippendecke zur Bernina gehört, so muß jene der Errdecke angehören, ist deren Stirnregion.

Die Trias der Brekzien- und Falknisdecke ist neritisch, die Stirnregion der primären Errdecke war also eine Antiklinalregion. Dieser gegenüber bilden die stirnfernen Teile des ostalpinen Ablagerungsraumes eine flache Geosynklinale, die sich vor allem in der vollständigeren Ausbildung der Trias äußert; die Fazies bleibt aber neritisch. Die gleichen Verhältnisse in Stirn- und Wurzelregion trifft man auch in der primären Bernina-, Languard- und Campodecke.

Es gliedert sich das Deckengebiet Bündens vom Gotthard bis zum Ortler zur Triaszeit wie folgt:

I. Die helvetische Geantiklinale.

- | | | | | |
|-----------------------------------|---|----------------------------|---|---------------------|
| II. Die penninische Geosynklinale | { | 1. Nordpennische G. S. | { | Misoxer G. S. |
| | | 2. Adula G. A. | | Tambo-Suretta G. A. |
| | | 3. Mittelpenninische G. S. | | Castione G. S. |
| | | 4. Margna G. A. | | |
| | | 5. Südpenninische G. S. | | |

III. Die ostalpine Geantiklinale

- | | |
|---|---------------------------|
| { | 1. Err-Brekzien G. A. |
| | 2. Agnelli G. S. |
| | 3. Bernina-Klippen G. A. |
| | 4. Mezzaun G. S. |
| | 5. Alv-Langard G. A. |
| | 6. Sassalbo G. S. |
| | 7. Campo-Lischanria G. A. |
| | 8. Quatervals G. S. |

¹⁾ Darin stimmen die Ausführungen R. Staubs mit jenen von A. Spitz überein (Fragmente zur Tektonik der Westalpen, Verh. d.

Lias.

In der ostalpinen Region wird die neritische Fazies des Lias durch die Liasbrekzien, Krinoidenkalke und Dolomite, die bathyale durch die Allgäuschiefer vertreten. In der penninischen Region Bündens herrscht weitaus die bathyale Schistes lustrés-Fazies vor und erst neuere Untersuchungen haben ergeben, daß es in den penninischen Decken Bündens auch eine neritische Fazies, die durch Kalke, Brekzien und Dolomite vertreten ist, gibt. Aus ihrer Verteilung kann man leicht auf die einstigen Geantiklinalen schließen.

Die Scopimulde ist der letzte Ausläufer der helvetischen Geantiklinale. Neritischen Lias findet man erst wieder an der Adulastirn. Es gibt dort Brekzien, die sich kaum von der brèche du télégraphe unterscheiden. An der Wurzelregion treten Schistes lustrés auf. Desgleichen findet man Brekzien an der Tambo-Suretta-Stirn, in der Wurzel fehlen sie. Dasselbe gilt für die Margnadecke. In der Zone des Canavese²⁾ und im Val Malenco sind nur Glanzschiefer vorhanden. Auch an der primären Stirn der Err-, Bernina-, Languard- und Campodecke liegen neritische Sedimente (Brekzien- und Falknisdecke).

In der Liaszeit lag also südlich des herzynischen Rückens des Gotthardmassivs die große penninische Geosynklinale, südlich begrenzt durch die unterostalpine Geantiklinale. Sie zerfällt, wie zur Perm- und Triaszeit, in die nord-, mittel- und südenninische Geosynklinale, die durch den Adula- und Margnarücken getrennt sind. Die mittelpenninische wird durch die Tambo-Suretta-Antiklinale in zwei kleinere Becken geteilt: die Misoxer und die Castionemulde.

Die unterostalpine Geantiklinale gliedert sich wie folgt:

1. Die Err-Brekzien G. A.,
2. die Agnelli G. S.,
3. die Bernina G. A.,
4. die Mezzaun G. S.,
5. die Alv-Languard G. A.,
6. die Sassalbo G. S.,
7. die Campo-Lischanna G. A.,
8. die Quatervals G. S.

Dogger, Malm und Kreide.

In der penninischen Region vom Gotthard bis zur Margnastirn sind die jüngsten Sedimente stets in der Fazies der Schistes lustrés entwickelt. Die oberen Teile derselben werden von Steinmann und

Geol. R.-A. 1919), welcher ebenfalls betont, daß die dinarischen Bewegungen, vor allem jene südlich der insubrischen Mulde, an der orobischen Linie jünger seien als die alpinen und daß an dieser eine jüngere Bewegungsphase, die sich mit ihr mengt, vorhanden sei, die sogenannte „Presolanaphase“. Vergleichen wir die Erfahrungen von Staub über das Alter der Schübe mit jenen, die uns E. Spengler mitteilt (Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes, Mitt. der Geol. Ges., Wien 1918), so sehen wir auch manche Übereinstimmung. Nur setzen im Salzkammergut, im autochthonen Oberostalpinen (denn niemand wird den Dachstein aus dem Drauzug herkommen lassen), die Deckenschübe noch früher, schon vor der Gosau ein.

²⁾ Hier ergibt sich für die westliche Zone der Canavese wohl eine Ausnahme: Spitz (Liasfossilien des Canavese, Verh. d. Geol. R.-A., 1919) beschreibt Brekzien und Hierlatzkalke, also neritische Sedimente. Die von Spitz bestimmten Fossilien stammen aus einem roten Knollenkalk.

Trümpy zum Tertiärflysch gerechnet, es ist also sehr wahrscheinlich, daß sich in diesen Schichten neben Lias auch jüngerer Jura und Kreide findet. In der südpenninischen G. S. ist eine kontinuierliche Sedimentreihe vom Lias bis zum Radiolarit vorhanden. Daraus folgt, daß wohl auch der Dogger darin vertreten sei. Auch an anderen Orten ist ein kontinuierlicher Übergang vom Lias bis zum Radiolarit zu verzeichnen.

Lassen sich diese Geosynklinalen bis in die Kreide verfolgen? Staub glaubt diese Frage mit Bestimmtheit bejahen zu können. Es ist nämlich sehr unwahrscheinlich, daß solche Tiefenfurchen, die gerade im oberen Jura ihr Tiefenmaximum erreicht hatten, in der Oberkreide schon verschwunden seien. In zwei Fällen läßt sich ihre Weiterexistenz direkt nachweisen:

Im Val Trupschum (Quatervals G. S.) sehen wir den Radiolarit direkt in Couches rouges übergehen. Die Unterkreide muß also noch in den Aptychenkalken und Radiolariten vertreten sein. Den gleichen Übergang beschreibt Zöppritz von der Alp Vaüglia sura bei Scansf. Dort fand Zöppritz ein Fossil, *Phyllocrinus Fosteri*, das nur aus dem Neokom der Préalpes bekannt ist. Der Radiolarit-Aptychenkalk enthält dort also sichere Unterkreide.

In anderen Radiolaritgebieten des Engadins spricht aber nichts gegen eine solche Deutung.

Auch die Geantiklinalen dauerten noch im Jura und in der Kreide fort. Das beweisen die Gerölle von teils neritischen, teils bathyalen Malm-Urgon-Oberkreidekalken in den Kalkbrekzien des Kreideflysches und die Kreidebrekzien des Schams. Im Penninikum überwiegen die Schistes lustrés, der Synklinalcharakter steigert sich im oberen Mesozoikum.

Dagegen akzentuiert sich der Antiklinalcharakter der ostalpinen Region, wie die brèches superieures der Hornfluh und Chablaiszone, die Falkniskreide, die neritischen Dogger und Malmgesteine der Klippenregion beweisen. Auch in dieser Zeit wechseln flachere Meeresteile mit den ausgeprägteren Antiklinalen ab. Zeitweilige Transgressionen und Regressionen treten ein (Transgression der Couches rouges, Fehlen des Dogger bei Tour d'Al). Die neritischen Sedimente sind durchwegs auf die Stirnregionen der Decken beschränkt, im Süden davon treten in der Mezzaun G. S. bathyale, ja abyssische Verhältnisse ein (Aptychenschiefer, Radiolarit).

Es konnte also bewiesen werden, daß die Spuren dieser für Trias und Lias aufgestellten Geosynklinalen und Antiklinalen bis ins Perm reichen und daß sie in der Kreide auch noch nachzuweisen sind. Eine Geantiklinale läßt sich sogar bis ins mittlere Eozän, vielleicht sogar bis ins Oligozän nachweisen. In den nördlichen Teilen der Schamser Decken (primäre Margnastirn) sieht man Arkosen, Sandsteine, Tonschiefer und Kalkbrekzien direkt über den Lias transgredieren. Diese Sedimente faßt auch Trümpy als Fortsetzung des Prättigauflyses auf, dessen Alter durch Fossilfunde als Eozän nachgewiesen ist. Eine Transgression von Flysch auf Lias ist vorhanden; dies beweist die Existenz einer mächtigen Geantiklinale in den nördlichen Teilen der Margnadecke bis in die Zeit der jüngsten Alpenfaltung.

Die alpinen Meere zwischen Gotthard und Ortler zerfallen also in drei Einheiten:

- I. Die helvetische Geantiklinale,
- II. die penninische Geosynklinale,
- III. die ostalpine Geantiklinale.

Die erste Haupteinheit entspricht dem Südrand des eurasiatischen Kontinents, die dritte dem Nordrand des indo-afrikanischen Kontinents und die zweite war in ihrem ersten Stadium identisch mit dem einstigen Mittelmeer, der Thetys. Diese dehnte sich in der

Folge auch über die Kontinentalsockel aus und es entstanden die Flachseebildungen der helvetischen und der ostalpinen Region, während den zentralen Teil die penninischen Sedimente einnahmen. Die drei Haupteinheiten sind noch in sich gegliedert.

Die fazielle Gliederung der penninischen Region Bündens stimmt fast genau mit den von Argand im Wallis gefundenen Fazieszonen überein. Es entspricht:

Das herzynische Vorland der helvetischen G. A., die penninische Geosynklinale mit ihren Gliedern der penninischen G. S. Bündens, und zwar:

1. Die Walliser G. S. = nordpenninische G. S.,
2. die G. A. des Briançonnais = Adula G. A.,
3. die piemontesische G. S. = mittelpenninische G. S.,
4. die G. A. des Mont Dolin = Margna G. A.,
5. G. S. des Canavese = südpenninische G. S.

Der Verfasser führt nun noch Analogien zwischen den Faziesbezirken des Wallis und jenen Bündens an. Die Verschiedenheiten sind dagegen verschwindend klein. Die penninische Region der Westschweiz und jene der Ostschweiz bilden einen Absatzraum. Die unterostalpinen Elemente fügen sich als neues, bis jetzt wenig bekanntes Element zwischen jenen und den der nördlichen Kalkalpen.³⁾ Sie stellen das Bindeglied zwischen den Faziesgliedern der Westalpen und jenen der eigentlichen Ostalpen dar.

Aus der Verteilung der mesozoischen Faziesbezirke ergeben sich noch interessante Schlüsse über die Zusammenhänge zwischen

Faziesverteilung und Gebirgsbildung.

Die Deckenstirnen sind Gebiete einstiger Geantiklinalen. Damit findet sich das Gesetz, das Argand für das Wallis aufgestellt hat, in Graubünden in noch viel größerem Maßstabe wieder. Die Deckenstirnen waren selbst die Geantiklinalen und sind jetzt nur deren tertiäre Übertreibungen. Die einstigen Geantiklinalen sind die ersten Anlagen, die Embryonen der heutigen großen Stammdecken. Als solche mußten sie sich als mehr oder weniger schiefe Falten kundgeben. Auch dieser asymmetrische Bau läßt sich in Bünden nachweisen. So an der Tambo-Surette-Erdecke; am Salsalbo und am Mezzaun zum Beispiel findet man im Süden die größte Anhäufung von Brekzien, was darauf hindeutet, daß die südlich folgende Geantiklinale einen steil abfallenden Nordrand hatte. Die ersten Anlagen reichen bis ins Perm, verschmelzen mit der herzynischen Faltung und die mesozoischen Geantiklinalen erscheinen somit nur als verspätete herzynische Falten, die tertiäre Faltung ist nur der gewaltige Schlußakt der herzynischen: als ein schwach gewelltes Faltenland tauchen die Alpen am Grunde der Thetys auf. Der Zusammenschub ging von der indo-afrikanischen Scholle aus und dort, wo im eurasiatischen Kontinent der geringste Widerstand war, dort entwickelten sich die weitesten Falten; so zwischen Plateau Central und Mt. Blanc; Aarmassiv und Schwarzwald einerseits, zwischen letzterem und boischem Massiv andererseits. Es wurden die beiden Bogen, der westalpine und der ostalpine, angelegt. Gegen die Enden der Bogen flacht die Bewegung aus. Im zentralen Teil des penninischen Bogens nimmt die penninische Überfaltung die größten Dimensionen an, sie klingt aber gegen Osten nicht aus, sondern wird

³⁾ Das gilt wohl nur für den Westen, wo nur „unterostalpine“ Sedimente vorhanden sind. In den eigentlichen Ostalpen widersprechen alle Tatsachen einer Annahme, welche die nördlichen Kalkalpen in einem Absatzraum, der südlich der Zentralkette gelegen ist, entstehen läßt!

durch das Vordringen der ostalpinen Geantiklinale neu belebt. Die penninische Geosynklinale reicht weit nach Osten, wie die Schistes lustrés des Tauernfensters beweisen.

Die ausgeprägteste Geantiklinale war die ostalpine. Während des ganzen Mesozoikums ist sie weiter vorgeschritten und war besonders im Jura stark differenziert. Die penninische Region erscheint ihr gegenüber im Rückstand und das macht sich bei der tertiären Alpenfaltung geltend: die Bewegung beginnt im Ostalpinen, die ostalpinen Decken schieben sich zuerst auf penninisches Vorland, lange bevor die penninischen Decken zur Entfaltung kommen. Allmählich wachsen die Geantiklinalen zu Decken, von welchen die südliche stets die nördliche überschiebt. Die jüngste penninische Decke ist die Tambo-Suretta-Decke, was demnach als eine Folge der geringeren Entwicklung der Tambo-Suretta-Antiklinale erscheint. Sie ist jünger als die Adula- und Margnadecke, deren Stirnseite sie in Form der Schamser Decken einwickelt.

Ähnliche Beziehungen zwischen mesozoischer und tertiärer Tektonik finden wir auch im Ostalpinen. Die Campodecke ist jünger als die Bernina und die Errdecke. Die Err- und Bernina-Antiklinalen waren eben schon stärker angelegt.

„Die Alpenfaltung ist nicht ein einmaliger Akt, sondern ein gewaltiges Geschehen, dessen Anfänge und Ursprünge weit ins oberste Paläozoikum fallen.“

M. Furlani.