

VERHANDLUNGEN

der Geologischen Reichsanstalt.

N^o 8

Wien, August

1919

Inhalt: Vorgänge an der Anstalt: Ernennung Königs zum Präparator. — Eingesendete Mitteilungen: A. Spitz †, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin. III., IV. und V. Teil. (Schluß.) Mit Beilageblatt. — Bibliotheksbericht für das I. Halbjahr 1919. Zusammengestellt von M. Girardi.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Vorgänge an der Anstalt.

Mit Erlaß des Staatsamtes für Unterricht vom 17. Juni 1919, Z. 9451/IX wurde der Portier der Geologischen Reichsanstalt, Josef König, zum definitiven Diener (Präparator) an dieser Anstalt ernannt.

Eingesendete Mitteilungen.

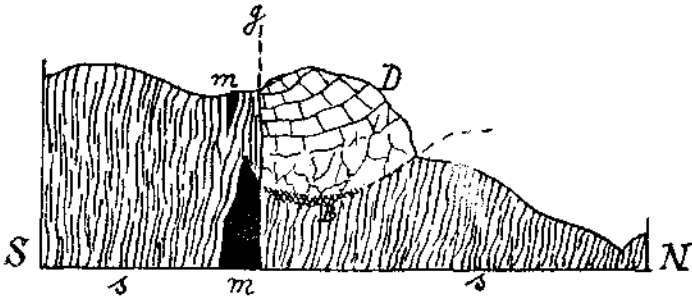
Dr. Albrecht Spitz †. Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin. (Aus dem Nachlasse.)

III. Zur Chronologie der alpinen Bewegungen in den piemontesisch-lombar-dischen Alpen.

Die Untersuchungen des Kalkvorkommnisses von Musso am Comersee durch Repossi haben das bedeutungsvolle Resultat ergeben, daß es sich hier nicht ausschließlich um hochmetamorphe Marmore der kristallinen Serie handelt, sondern daß von ihnen eine durch Fossilführung als Hauptdolomit bestimmte Triasmasse abzutrennen ist. Sowohl der große lithologische Kontrast sowie die Lagerung (vgl. Profile von Repossi) beweisen deutlich die gegenseitige Unabhängigkeit der beiden Komplexe. Zu der gänzlich unveränderten, fossilführenden Trias steht der hochkristalline, mit Silikaten und kristallinen Schiefen durchwachsene und von Pegmatit durchtränkte (Olgiasca!) Marmor in scharfem Gegensatz, selbst dort, wo sich beide berühren. Das geschieht übrigens nur ganz lokal, denn der Dolomit breitet sich auf der Karte flächenhaft gegen Norden aus, während der Marmor als schmale, langhin streichende Zone die Richtung der kristallinen Schiefer einhält. Und selbst wenn diese beiden Argumente gegen Salomon, der bekanntlich Dolomit und Marmor zusammenzieht, nicht schwer genug wiegen sollten, der müßte durch die Lagerungsverhältnisse eines anderen belehrt werden. Auf der Nordseite ist der Kontakt zwischen Trias und Kristallin leider durch Schutt verhüllt; bessere Aufschlüsse zeigt die Ostseite. Geht man hier dem allerdings vielfach auch durch große Triasblöcke verdeckten Kontakt entlang, so trifft man etwa an der östlichen Ecke des Triasvorkommens in kleinen

Gräben und im Buschwerk mehrere Stellen, wo man die Ueberlagerung der kristallinen Schiefer durch die Trias wahrnehmen kann. Schon der Anblick der Triasmassen hoch über den kristallinen Schiefeln vom Comersee aus läßt dieses Verhältnis vermuten. An der Kontaktfläche selbst sind die kristallinen Gesteine stellenweise vollständig mylonitisiert, ihre Quarzadern zu tektonischen Geröllen umgeformt. Das Fallen der kristallinen Schiefer am Kontakt ist verworren, überall sonst sehr steil, wie ja auch die Profile Repossi zeigen. Die Trias ist am Kontakt unregelmäßig zertrümmert. Repossi gibt auf Seite 266 seiner Arbeit¹⁾ vorwiegend saigere Stellung oder steiles Nordfallen für die Trias an, ich glaube, daß das eine Täuschung ist. Steht man bei der Casa Dosdual und blickt zu den Triasfelsen empor, so sieht man sehr deutlich darin eine grobe, regel-

Fig. 1.



Schema der Trias von Musso nach den Profilen von Repossi.

D = Trias. — *s* = kristalline Schiefer. — *m* = Marmor. — *B* = Mylonit. — *g* = Gleitfläche.

mäßige Bankung, die sehr flach gegen Süden geneigt ist. Auch daraus also geht zur Genüge hervor, daß die kristallinen Schiefer von der Trias abgeschert werden.

Betrachten wir nun die Südseite, so sehen wir, daß hier kristalline Schiefer, beziehungsweise Marmore, und Trias von einer gewissen Höhe an nebeneinander liegen. Die Grenzfläche fällt mit den Schieferungsflächen der Kristallinen zusammen, steht saiger und schneidet die flachen Triasbänke scharf ab. Man kann das besonders gut in dem Tälchen sehen, das von der Casa Dosdual zum Kirchlein San Bernardo hinaufführt. Wir müssen annehmen, daß die Trias einst auch das Kristallin von San Bernardo bedeckt hat. Ihre heutige Tiefenlage verdankt sie dann einer Absenkung längs ihrer Südgrenze, vielleicht bloß infolge einer geringfügigen Gleitung längs der Schieferungsflächen des Kristallins. Auf der Karte von Taramelli (i tre laghi) erscheint in der westlichen Fortsetzung am Pizzo Camoghè eine Zunge von Gneis inmitten der Glimmerschiefer, die sehr gut mit dieser Bewegung in Zusammenhang gebracht werden könnte.

¹⁾ Atti d. soc. italiana di sc. natur. Milano 43. Bd.

Es ist also zweifellos, daß der Hauptdolomit von Musso auf den kristallinen Schiefen nicht etwa transgrediert, sondern an einer Gleitfläche aufgeschoben ist.

Woher soll man nun diese Scholle beziehen? Wenig Gemeinsames hat sie mit den Triasdolomiten an der insubrischen Linie, wo Taramelli ihre Heimat vermutete. (Rendiconti Ist. Lomb. di scienze 1898, p. 1372—73.) Mit aller Entschiedenheit verweist hingegen die Fazies auf die Luganer Alpen, wie schon Repossi hervorgehoben hat. Die dortige Grenze zwischen Kristallin und Trias ist bekanntlich ein anormaler Kontakt. Nur an drei Stellen ist Untertrias vorhanden und auch hier ist der Kontakt gegen das Kristallin nach Bistram durch tektonische Flächen gebildet. Auf der ganzen übrigen Strecke grenzt Hauptdolomit direkt an Kristallin. Prüft man die Profile von Bistram, so zeigt sich, daß beide in der Mehrzahl der Fälle unter geringem Winkel aneinander grenzen. Bistram hat diesen Kontakt als Bruch aufgefaßt, nach den geschilderten Verhältnissen und mit Rücksicht auf den streichenden Charakter dieser Dislokation liegt es aber näher, auch hier eine Gleitfläche anzunehmen. Ungezwungen findet also die Gleitfläche von Musso hier Anschluß.

Wenn ich mit dieser Auffassung recht habe, so liegt in dieser Region eine gegen Norden gerichtete Gleitung der Trias auf ihrer kristallinen Unterlage vor, die in den Luganer Alpen noch versteilt ist und annähernd konkordant, in Musso aber bereits zu einer flachen Ueberschiebung geworden ist.

Verfolgen wir nun diese Verhältnisse über den Comersee nach Osten in die Bergamasker Alpen:

Wir treffen auch am Ostufer des Comersees steilstehende kristalline Schiefer, welche südlich von Bellano diskordant von den permo-triassischen Bildungen überlagert werden. Etwas weiter östlich von diesem Ort ist der Kontakt zwischen Mesozoikum und Kristallin eine Ueberfaltung oder Ueberschiebung, die wir orobische Linie nennen wollen: sie ist von Porro näher untersucht worden. Ihre Bewegungsrichtung ist dinarisch. Ihr Einfallen ist im allgemeinen ein sehr steil nördliches, in der Redortagruppe steht der Kontakt völlig saiger, doch ist er weiter östlich wieder überkippt und setzt sich, wie gleichfalls Porro gezeigt hat, nach Osten bis in die sogenannte Gallineraverwerfung Salomons im Adamello fort. Gegen Norden, in die kristallinen Schiefer hinein strahlen von der orobischen Linie mehrere Sekundärlinien, an Verrucano-Einschaltungen kenntlich, gleichfalls mit dinarischer Bewegungsrichtung aus. Eine findet sich auf der Westflanke des Oglotals, eine zweite ist auf Porros Karte angedeutet am Mte. Torena, eine dritte zweigt nördlich des Mte. Cavallo von der orobischen Linie ab und ist auf Porros Karte bis östlich des Cedrascatals angegeben. Am Ausgang von Val Arigna, bei Sazzo, fand ich inmitten der Phyllite eine Zone von Quarzkonglomeraten, die teils dem Karbon, teils dem Verrucano angehören mögen. Ich konnte sie leider nicht weiter verfolgen, aber es ist sehr gut möglich, daß dieses Vorkommen die östlichste Fortsetzung der genannten Linie darstellt. Diese drei Linien haben alle ostnordöstliches

Streichen, das sie mit der Gallinerlinie teilen, im Gegensatz zu dem OW-Streichen des Hauptabschnittes der orobischen Linie. Es scheint also, daß sich in diesen sekundären Ueberschiebungen bereits der Einfluß des judikarischen Streichens geltend macht, im Gegensatz zu dem lombardischen Streichen der orobischen Linie. Ob ein Abstreichen der Sekundärlinie an der insubrischen Linie stattfindet, wäre sehr interessant zu wissen, infolge der Talalluvionen des Veltlin fehlt aber bis jetzt jeder Anhaltspunkt.

Die Bergamasker Kalkalpen südlich der orobischen Linie sind, wie man ja lang weiß, gleichfalls in dinarischer Richtung gefaltet. Um so auffallender ist es, daß wir an ihrem Nordrand in der Gruppe der Presolana nach Porro ausgedehnte, nordwärts gerichtete Ueberschiebungen finden. Die Ueberschiebungsfächen sinken flach gegen Süden ein, Charnieren sind aber so gut wie nicht erhalten. Man könnte versucht sein, diese Ueberschiebungen als diuarische Tauchdecken aufzufassen: am Mte. Muffeto aber taucht das orobische Kristallin bekanntlich innerhalb der Kalkalpen neuerdings auf. Die Profile zeigen hier eine normale Schichtfolge vom Verrucano bis zum Jura hinauf, in der man nirgends Ausstriche von Tauchdecken oder aber Anzeichen von doppelter Lagerung wahrnehmen kann. Das wäre aber bei der geringen Entfernung des Muffeto von der Presolana zu erwarten. Eine sichere Entscheidung wäre allerdings nur durch die Auffindung von Charnieren herbeizuführen.

Nun sieht man auf Porros Profilen als tiefste Fläche an der Presolana einen anormalen S fallenden Kontakt zwischen Servino, beziehungsweise Muschelkalk und Esinodolomit auf Verrucano und Kristallin. Er hat den Charakter einer basalen Gleitfläche. Man wird nicht fehlgehen, wenn man sie mit den Presolanabewegungen in genetischen Zusammenhang bringt. Nach Porros Karte ist sie weit gegen Westen bis in die Gegend von Roncobello zu verfolgen. Nach einer Unterbrechung von etwa 10 km erscheint bei Averara eine analoge Fläche über dem Verrucano, die bis in die Val Sassina anhält. Im Zwischenstück zwischen Averara und Roncobello sind nach Taramelli die Basalschichten des Wettersteindolomits am Mte. Cavallo stark laminiert (l. c.). Es ist also nicht unwahrscheinlich, daß auch hier Gleitungen an der Basis der Triasmassen stattgefunden haben, wiewohl sie Porros Karte nicht verzeichnet. Da andererseits auf der Westseite des Comersee bereits die besprochene Gleitfläche der Luganer Alpen einsetzt, so ist es recht wahrscheinlich, daß auch zwischen Val Sassina und Comersee Gleitungen zwischen Verrucano und Trias stattgefunden haben, die auf der Karte von Taramelli gleichfalls nicht zum Ausdruck kommen.

Da nun der Verrucano an der orobischen Ueberschiebung in das System der dinarischen Falten einbezogen ist, andererseits die Ablösungsfläche der von der Presolanabewegung ergriffenen Masse sehr wahrscheinlich über dem Verrucano liegt, so erscheint eine räumliche Trennung dieser beiden Bewegungen recht aussichtsreich. Die Gleitfläche der Luganer Alpen zeigt nach Bistram ähnliche Verhältnisse; auch hier scheint der Verrucano mit dem Kristallinen zu

gehen. Ich werde dadurch in der Meinung bestärkt, daß die Luganer Gleitfläche die Fortsetzung der Presolanagleitfläche ist und nicht etwa der orobischen Ueberschiebung, die ja beide in der Gegend von Bellano zusammenlaufen.

Was nun das Altersverhältnis beider Bewegungen anlangt, so ist nur dort eine Bestimmung möglich, wo sie sich überschneiden. Bei Bellano hindert der Comersee eine Beobachtung, eine zweite Stelle aber wäre der Mte. Valgussera bei Poppolo. Hier müßte man sehen, ob die Gleitfläche von der orobischen Ueberschiebung abgeschnitten wird oder umgekehrt. Bei Musso hingegen gelingt uns eine solche Altersbestimmung an einer Stelle, die diesen Bedingungen nicht entspricht. Wir sehen dort, ähnlich wie an der Presolana, eine Bewegung der Trias nach Norden. Die steilstehenden kristallinen Schiefer, die durch diese Bewegungsfläche abgeschnitten werden, sind aber die direkte Fortsetzung der steilstehenden kristallinen Schiefer an der orobischen Ueberschiebung. Ich schließe daraus, daß diese letztere und damit die dinarischen Bewegungen überhaupt älter sind als das Presolanasystem.

Werfen wir noch einen Blick auf die Kalkalpen südwestlich des Luganer Sees: etwa vom Lago maggiore angefangen sind die dinarischen Falten der Südalpen unter den Schotterbildungen der Ebene verschwunden. Was an Kalkalpen übrig bleibt, bietet sich in der Form einer flachen, zerstückelten Tafel. Man kann also in diesem Abschnitt höchstens noch Spuren der Gleitfläche anzutreffen erwarten. Sichere Nachweise fehlen bisher, da die Kontaktflächen zwischen dolomitischer Trias und Servino (oder Quarzporphyr), beziehungsweise zwischen letzterem und Kristallin, nicht daraufhin untersucht sind. Doch gibt es immerhin einige Stellen, die den Verdacht derartiger Bewegungen aufkommen lassen. Am Mte. Fenera in der unteren Val Sesia hat Franchi eine Dislokation beschrieben, mit der die Triasdolomite nur unter Zwischenschaltung spärlicher zerdrückter Porphyreste an die kristallinen Schiefer angrenzen. Sie fällt, wie ich mich überzeugen konnte, steil berglein. Flachliegende Triasbildungen zeigen hier das Bestreben, sich den steilen kristallinen Schiefeln anzuschmiegen; auch sind letztere am Kontakt stark mylonitisiert, so daß der Auffassung der Linie als steile Gleitfläche nicht jede Berechtigung abzusprechen ist, im Gegensatz zu Franchis Meinung, daß hier ein Bruch vorliege. Ein wenig weiter östlich bei Vadduggia hat Franchi eine kleine Insel von Liaskalken mitten zwischen Glimmerschiefeln entdeckt. So sehr ich mir auch den transgressiven Charakter des Lias in diesem Gebiet gegenwärtig halte, so spricht doch das rein kalkige Sediment und der Mangel jeder klastischen Bildung entschieden gegen diese Deutung, andererseits ist es höchst unwahrscheinlich, daß diese kleine Scholle allseitig durch Brüche abgegrenzt ist. Auch hier liegt also die Vorstellung einer Gleitfläche nahe (die Kontaktverhältnisse lassen sich leider nicht direkt beobachten).

Weiter südlich, westlich von Gattimara, trifft man auf der Uebersichtskarte der Westalpen wieder eine Masse von Trias ohne Zwischenschaltung von Perm und an einer Stelle von Lias ohne

Zwischenschaltung von Trias, direkt auf dem Quarzporphyr; auch hier könnte man ähnliche Verhältnisse erwarten. Ferner sieht man auf Taramellis Karte „I tre laghi“ bei S. Antonio eine Insel von kristallinen Schiefen inmitten der Trias, die zum Teil direkt mit Raibler Schichten und Wettersteindolomit in Berührung kommt. Aehnlich steht es unmittelbar südlich von Luvino und bei Bedero nördlich von Varese. Auch hier wären also diesbezügliche Untersuchungen zu wünschen.

Zusammenfassung: Wir erkennen also nach dem Bisherigen die alpin gerichtete Presolanaphase als jünger denn die dinarische Hauptfaltung. Diese selbst ist aber jünger als die alpine Hauptfaltung der Westalpen, das ist die Entstehung des Briançonnais, des Embrunais und, wenn man beide gleichstellt, der Préalpes. Wenigstens leitet das Termier aus dem Verhalten der sogenannten 4. *écaille* des Briançonnais ab¹⁾). In den piemontesischen Alpen fasse ich die Innenfaltung des Fächers nicht als Stauwirkung einer hypothetischen Decke V. von Argand auf, sondern als dinarisches Element in den Alpiden²⁾; von den piemontesischen Alpen lassen sich ihre Spuren verfolgen den ganzen Südrand der Alpiden entlang bis über den Brenner, wo südwärts gerichtete Bewegungen innerhalb der Alpiden auf den Profilen von Sander und Furlani wieder erscheinen. Die westalpine Bewegung betrifft noch das Eozän, auch die dinarische Bewegung hat am Südrand der Alpen noch die eocänen Nummulitenkalke mitgefaltet, sogar noch das Oligocän³⁾. Wir erhalten somit eine absolute Zeitmarke für diese Bewegungen, aber zugleich auch für ein anderes wichtiges Ereignis in der Geschichte der Alpen. Ich meine die Intrusion des Adamello: auch sie ist jünger als das Oligocän, denn sie zehrt (an der Gallinerlinie) die orobische Ueberschiebung auf, ohne daß diese Spuren in der Eruptivmasse hinterlasse⁴⁾. Die orobische Ueberschiebung ist aber ein Glied der nacholigocänen dinarischen Bewegungen. Die untere Altersgrenze der Intrusion, Rhät—Lias nach Treuer, wird dadurch wesentlich hinaufgerückt. Zugleich ist Heritsch mit seinem

¹⁾ Nach Kilian ist allerdings die 4. *écaille* eine stratigraphische Einlagerung und das ganze darauf aufgebaute Schema fällt dahin. (Observations sur l'existence de lambeaux de charriage dans le Briançonnais. Comptes rendus soc. géol. 1913.)

²⁾ Ein Blick auf die westalpinen Profile von Argand zeigt sehr deutlich deren Gegensatz zwischen den geplätteten Decken des Briançonnais und den ruhig liegenden Falten am Innenrande des Fächers, ein Bewegungstypus, wie er sehr ähnlich in den lombardischen Kalkalpen wiederkehrt.

³⁾ Heim, Ein Profil am Südrand der Alpen, Vierteljahrsschrift der Züricher naturwissenschaftlichen Gesellschaft 1906. Argand gliedert die Bewegungen in eine voroligocäne Bernhardphase, eine Dt. Blanchephase, eine Mte. Rosaphase, welche den westalpinen Fächer verursacht und eine noch während des Neogens wirkende insubrische; die mittleren scheinen mir fraglich, die erste mit der Außenfaltung, die letzte mit der Innenfaltung des westalpinen Fächers identisch, Argands Altersbestimmung beider jedoch unsicher. (Phases de déformations des grandes plis couchés de la zone pennique. Encore sur les phases . . . idem. Sur le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. Proc. verb. soc. Vaud. sc. nat. 1912.)

⁴⁾ Vergleiche Spitz, Das Alter der Adamellointrusion. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1912.

vorgosauischen Alter des Adamello widerlegt. (Das Alter des Deckenschubs in den Ostalpen, Sitzber. W. A. 1912.)

Es ist interessant, daß man am Westrand der Ostalpen auch mehrere Bewegungsphasen unterscheiden kann. Da ist zunächst die OW-Bewegung der rhätischen Bogen vorhanden, der nach Ampferer die alpinen tertiären Bewegungen in den nördlichen Kalkalpen vorangegangen sind. Andererseits bin ich zu dem Schluß gekommen, daß ihr eine solche Bewegung, die Zeburfaltung, zeitlich folgt. (Penninische Bewegung von Arbenz.) Ich habe sie (siehe alpin-dinarische Grenze), in Beziehung gebracht zu dem Vordringen der Dinariden gegen Norden. Das ist aber unsere Presolanaphase. Somit wäre eine Beziehung hergestellt zwischen Engadin und Südalpen.

Andererseits können wir auch Beziehungen zwischen Engadin und Helvetischen Alpen auffinden. Arbenz hat auf das Engadiner Streichen der tiefsten helvetischen Decken aufmerksam gemacht und es in Zusammenhang mit der ostalpinen Engadiner Phase gebracht. Die höheren helvetischen Decken mit alpinem Streichen, ebenso die Einwicklungen am Nordrand des Aarmassivs, sind nach ihm jünger, würden also der Zebur- und Presolanaphase entsprechen.

Es wäre naheliegend, damit zu identifizieren die Einwicklung der Préalpes in die helvetischen Decken und den Vorstoß der helvetischen Decken auf die Molasse des Vorlandes sowie der Préalpes auf das Oligocän von Val d'Iliez. Wir bekämen dann eine neue Zeitmarke für diese jüngsten Bewegungen: jünger als Miocän. Doch ist dem entgegenzuhalten, daß in den lombardischen Alpen das Oligocän von der Presolanaphase nicht mehr betroffen worden zu sein scheint. Allerdings muß man mit der Beschränkung der gebirgsbildenden Vorgänge auf gewisse Zonen rechnen. Heritsch l. c. ist geneigt, die helvetischen Bewegungen zu parallelisieren mit der letzten großen Bewegung der Dinariden gegen Süden, einer Phase, die nur in den venetianischen¹⁾ Alpen nachweisbar ist. Es erhebt sich dabei die bedeutungsvolle Frage, ob, wie sich das Heritsch vorstellt, zu gleicher Zeit im gesamten Alpenkörper fächerförmige Bewegungen aufgetreten sind oder ob die jeweiligen Nord-, bzw. Südbewegungen in Alpen und Dinariden immer zu einer Phase zusammenzufassen sind.

Zum Schlusse sei noch besonders auf den skizzenhaften Charakter dieser Ausführungen aufmerksam gemacht, die einer Erhärtung im Kreuzfeuer der Beobachtungen gar sehr bedürftig wären.

Auf nachstehender Tabelle habe ich einen Versuch der Parallelisierung der Phasen in verschiedenen Abschnitten der Alpen zu geben versucht.

¹⁾ Wie kompliziert die Verhältnisse in den Ostalpen sind, zeigen die Steiner Alpen. (Heritsch, l. c., p. 14.)

Versuch einer Parallelisierung der Phasen in verschiedenen Abschnitten der Alpen.

	Piemontes.-Iombard. Abschnitt	Engadin	Helvetisch- Préalpine Region
jünger als Neocom älter als Gosau	—	ostalpiner Schub Heritsch'	—
jünger als Eocän	Briançonnais, 4. écaille Embrun- nais, Préalpes	lepontin. Schub Heritsch'	—
jünger als Oligocän	Dinarische Phase in den Südalpen und im west- alpinen Fächer	Engadinerphase (rhätische Bogen)	tiefste helvetische Deckenfaltung der oligocänen Molasse
jünger als Miocän? älter als Diluvium	Presolanaphase Intrusion des Adamello?	Zebruphase	penninischer Schub Arbenz = helve- tischer Schub He- ritsch' (Einwick- lungen des Gries- stock, der Préalpes, Faltung der mioc. Molasse?)

IV. Die Umgebung von Scans und die Oberengadiner Bogen.

Die Kartierungen bei Scans sind leider infolge des Kriegsausbruches unterbrochen worden. Von den noch recht unvollständigen Ergebnissen sei im folgenden einiges mitgeteilt.

1. Stratigraphisches.

Stratigraphisch erwähnenswert ist das Vorhandensein kristalliner Brekzien, schwarzer Grauwacken und schwärzlicher Schiefer im Verrucano oder an seiner Untergrenze. Grauwacken und schwarze Schiefer treten auch in den Maduleiner Faltenzügen auf. Die kristallinen Brekzien des Murtiröl sind sicher stratigraphischer Natur. Das zeigt schon die regellose Orientierung der eingeschlossenen Schieferbrocken. Auf tektonischem Wege würde aus den kristallinen Schiefen höchstens ein schieferiger Mylonit entstehen. (Man beachte Sanders Prinzip der Ausarbeitung der S-Flächen.) Sehr bemerkenswert ist das Vorhandensein von granitischen Augengneisen in der Brekzie, von Albulagranit und von Chloritschiefer. Es erhellt daraus das vorpermische Alter des Albulagranits und der Metamorphose von Augengneis und Chloritschiefer.

Auch Quarzporphyr ist in diesem Niveau reichlich vertreten. Die kartographische Ausscheidung von Quarzporphyr und Quarzphyllit verändert nicht unwesentlich das Kartenbild von Zoeppritz, der diese Bildungen als Kristallin ausgeschieden hat. Die Abgrenzung zwischen Quarzporphyr und älterem Granit ist oft nicht leicht (z. B. Murtiröl Westseite gegen Val Bugliaina); man kennt auch sonst wiederholt im Quarzporphyr granitische Modifikationen, z. B. bei Lugano. Eng verbunden mit dem Verrucano kommt auch Quarzphyllit vor.

In der Albulagegend ist der Verrucano oft sehr schwer vom Kristallin zu trennen. Er ist nämlich ein Trümmergestein aus kaum verändertem Kristallin, mit viel Muskovit und Feldspat. Bei A. Ploriebas und südlich V. d'Eschia fand ich solche muskovitreiche Gesteine in Begleitung der Grünschiefer, welche ich nicht anders deuten kann, denn als zerquetschtes Kristallin; die Stellen wird die Karte zeigen. Vielleicht wird man noch mehr solche Stellen finden.

Die Trias zeigt gelegentlich, aber durchaus nicht immer, die volle Gliederung der alpinen Bündner Provinz. Vielfach sind graue und gelbe Dolomite unsicheren Niveaus, durchwachsen mit Quarzadern, vom Typus des Piz Alv vorhanden¹⁾. Liasbrekzie ist spärlich entwickelt, Rhät häufig. Der Muschelkalk ist mitunter als brauner Tondolomit entwickelt, verbunden mit Rauchwacken. Am Albulapaß sind auch die gewohnten roten Kalkschiefer gut entwickelt. Dadurch erweist sich die Albulagegend (mit Uertsch-Aela) neuerdings als Uebergangsglied zwischen echter Bündner Fazies und Alv-Fazies.

Besonders interessant ist der Malm entwickelt. Durch Zöppritz sind Aptychenkalke bekannt geworden. Man kann nun auf dem Kalkzug, der sich vom Signal des Murtiröl auf der Ostseite des Berges hinabzieht und noch einmal südlich Punt Vals erscheint, beobachten, wie die Kalke allmählich übergehen in buntsandsteinähnliche, mürbe Sandsteine, ferner kalkig schieferige Gebilde, die gleichfalls Aptychen führen und zugleich auch Kristallin und in geringer Zahl Triasbrocken einschließen. Sogar im Aptychenkalk findet man gelegentlich kristalline Einschlüsse. Auf der Westseite des Murtiröl findet man in der Fortsetzung desselben Zuges rote Schiefer, die in gelbgraue Schiefer übergehen und Quarzkörner einschließen. Diesen Schiefen eingelagert sind Bänke von ganz feiner kristalliner Brekzie, die ohne scharfe Grenze einfach durch Zunahme des Korns und durch Einschaltung von Dolomitbrocken übergeht in die bekannte polygene Brekzie, welche in der Gipfelregion des Murtiröl so verbreitet ist. Daß sie nicht tektonischer Entstehung ist, wie Zöppritz glaubte, zeigen die nicht seltenen Einschlüsse von prächtig gerundeten Quarzporphyrgerollen. (Nähere Beschreibung siehe in der Arbeit über Piz Alv!) Ich habe ursprünglich diese kristalline Brekzie für Kreide und die Aptychen darin für eingeschwemmt gehalten. Die roten schieferigen Kalke und Schiefer entsprechen überdies den Couches rouges von Zöppritz. Man könnte immer noch daran denken, die Uebergänge von Aptychenkalken in die sandig-brekziös-schieferige Serie als scheinbar anzusehen, infolge einer Paralleltransgression der Kreide, wobei es durch die Bildung von regenerierten Gesteinen zu verschwommenen Grenzen kam. Doch ist der Uebergang aller Typen ein so allmählicher und die Aptychen so zahlreich und gut erhalten, daß ich nicht ernstlich mehr an diese Möglichkeit denke. Es bleibt also die Lösung, daß sich

¹⁾ Bunte Schiefer (rote, gelbe, braune) verwachsen mit Dolomit und verbunden mit Dolomitbrekzien sind sehr verbreitet = Schiefer-Brekzien-Dolomit unserer Karte 1:25.000 Das Alter ist unsicher; am Alv häufen sie sich an der unteren und oberen Grenze des Dolomits. In unserem Abschnitt würde man vielfach an Raibler denken. Am Murtiröl sind selten auch schwarze und rote Kalkschiefer dabei.

hier im Malm tatsächlich klastische Bildungen einschalten, für die es ja allerhand Analoga gibt, vgl. Canavese. Bemerkenswert ist die Häufigkeit der Verknüpfung dieser Malmbrekzie mit Quarzporphyr oder Verrucano (bzw. seinen klastischen Basisschichten) und Quarzphyllit. Diese Gesteine liefern auch fast ausschließlich das kristalline Material der Brekzie und südlich Punt Vals kann man direkt beobachten, wie mit Annäherung an den Verrucano die kristallinen Bruchstücke bis zu Kopfgröße wachsen, während die Schiefer ihre gute Schichtung bewahren. Auch hier kann es sich um keine tektonische Brekzie handeln, sondern wir haben offenbar hier schon Stellen vor uns, wo der Malm tatsächlich auf älteren Bildungen transgrediert.

In der Errgruppe und am Piz Padella finden sich auch polygene Dolomitsbrekzien mit kristallinen Komponenten; auch an den Maduleiner Faltenzügen zeigen sie meine Zebruprofile. Diese letzteren Brekzien scheinen mir identisch mit denen vom Murtiröl. Die Brekzien des Padella (sogenannte Saluverbrekzie) hält Cornelius für Kreide. Seiner Beschreibung nach sind sie identisch mit den Brekzien vom Murtiröl und führen auch wie diese Sandsteine und Schiefer. Da sie nach Cornelius durch Uebergänge allmählich aus den Radiolariten hervorgehen, so werde ich darin bestärkt, auch in ihnen nicht Kreide, sondern Malm zu sehen. In der Errgruppe hält Zyndel die Brekzien für Lias. Auch Cornelius beschreibt aus dem Padella eine kristalline Brekzie, die unter dem Radiolarit liegt. Seit ich nun meinen extremen Standpunkt, daß die kristallinen Brekzien von voraberein nur in der Kreide zu erwarten sind, aufgeben mußte, ist mir natürlich die Möglichkeit des Auftretens kristalliner Gerölle im Lias viel plausibler. (Vgl. z. B. die porphyrführenden Liaskonglomerate von Gozzano in Piemont, die Angaben Pussenots vom Auftreten von Schieferbrocken in den Liasbrekzien des Briançonnais und die Angaben Pencks von kristallinen Geröllen in den Liaskalken des Berchtesgadener Landes.) Trotzdem möchte ich zuerst die Frage aufwerfen, ob nicht die polygenen Brekzien der Errgruppe auch zum Malm gehören und ob nicht sogar die von Cornelius beschriebene Brekzie unter dem Radiolarit gleichfalls noch in den Malm zu stellen ist; sie liegt ja über der eigentlichen Liasbrekzie.

2. Tektonisches.

Gehen wir aus von der Parallelisierung beider Talseiten des Engadins bei Ponte. Wir sehen hier eine auffallende Analogie zwischen Piz Padella im Westen und Piz Mezaun im Osten. Am Padella unterscheidet Cornelius den normalen Sedimentmantel der Errmasse, der fast durchwegs durch die Gleitbewegung von seiner Unterlage abgerissen ist. Wir nennen ihn nach dem bezeichnenden Saluverschiebung die Saluverscholle. Darauf sitzt, vorzugsweise mit Raibler Schichten beginnend, bis zum Jura ansteigend die Padellascholle. (Trais fluorscholle von Cornelius.) Darauf findet man noch Reste von Glimmerschiefern.

Ganz ähnlich läßt sich der Mezaun gliedern in: 1. die kristalline Basis der Seja mit den Albulagraniten bei Campo vasto, die von

Trümpy mit Recht der Errdecke gleichgesetzt wurden. Darauf 2. der Saluverscholle entsprechend, die untere Serie des Mezaun, mit Dolomit beginnend und bis zum Lias ansteigend, an ihrer Basis fast durchwegs von einer Gleitfläche begrenzt. Ueber dieser 3. der Padelliascholle entsprechend, die obere Mezaunserie, wie jene mit Raibler Schichten beginnend und bis zum Jura aufsteigend, 4. den Glimmerschiefern der Padellagruppe entsprechend, die Gneisdecke des Piz Languard. Mir scheint diese Analogie so zwingend, daß ich mit Rücksicht auf das vielfach vorhandene NO-Streichen in der Mezaungruppe beide Berggruppen einander tektonisch gleichstelle.

Es erhebt sich nun die Frage, in welcher Beziehung der Mezaun zum Murtiröl und zu den Engadiner Dolomiten steht. Wie die Maduleiner Faltenzüge, so liegt auch der Murtiröl, vielfach geschuppt, im wesentlichen unter der Errdecke. Beide sind daher gleichzusetzen, wie das schon Zoeppritz tat. Der P. Uertsch gehört ins Liegende der Maduleinzüge. In V. d'Eschia tritt zwischen Scanfser Lias und den Maduleiner Faltenzügen Radiolarit auf. Da nun der Uertsch mit dem Scanfser Lias durch Charnieren fest verkettet ist, so kann er nicht über dem Radiolarit wurzeln (am Südrande der Maduleiner Faltenzüge, wie ich ursprünglich vermutete, Referat über Zyn del etc. Verhdl. geol. R.-A. 1913), sondern unter ihm. Die Wurzel ist stark verquetscht.

Der Murtiröl besteht aus zwei Elementen, der Murtirölantiklinale, die direkt über der Scanfser Mulde liegt, und auch Kristallin enthält, und der Murtirölmulde, die, aus Lias und Malm zusammengesetzt, direkt an das übergeschobene Kristallin grenzt; dazwischen liegen Verrucano- und Triasreste als inverser Flügel, entsprechend dem Liegendflügel der Truchunantikline.

Auch bei der Alp Arpiglia glaube ich noch dieselbe Gliederung zu erkennen, wiewohl hier alles durch eine tiefe Einwalmung zusammengedrängt ist. (Vgl. Profil bei der Zebrulinie.)

Durch die Abscheidung von Verrucano und Quarzporphyr vom Kristallin gelingt der Nachweis, daß die Gipfelbildungen des Murtiröl mit dem Sedimentkeil nördlich Punkt 2746 zusammenhängen. Von diesem ziehen sich unterbrochene Keile von Dolomit und Verrucano bis in den östlichen Quellgraben von Val Arpiglia, wo sie die Sedimentmasse des Mezaun erreichen. Es ist somit die Sejaantiklinale (= Errdecke) durch eine Sedimentzone überbrückt und ein Zusammenhang mit der Languarddecke in der Form, wie sich ihn Trümpy vorstellte, unmöglich. Die genannte Sedimentbrücke schließt in Val Arpiglia mit jenen Rauchwacken, Verrucano und Dolomiten zusammen, welche den hangendsten Lias des Mezaun überlagern. Da nun der Murtiröl in das Liegende der Seja gehört, wie früher erwähnt, so kann diese Brücke, die auf der Seja liegt, nur bedeuten, daß in der Gipfelregion des Murtiröl die Sejaantiklinale stirnformig gegen Norden abgeschlossen ist. Wir hätten also hier die nördliche Stirn der Errdecke vor uns, die mehrfach erwähnte Brücke auf der Seja kann demnach nur dem mesozoischen Mantel der Errdecke entsprechen, das ist unsere Saluverscholle. Es ist daher zu erwarten, daß der Zusammenschluß dieser

Brücke mit den Triasresten im Hangeenden des Mezaun nur ein scheinbarer ist, die Brücke längs der basalen Gleitfläche an der Basis der oberen Mezaunserie gegen Westen weiter zu verlängern ist in die untere Mezaunserie, während sie von dem inversen Flügel der Languardecke durch eine der zahlreich auftretenden tektonischen Flächen prinzipiell getrennt ist.

Am Piz Sutèr ist die Languardecke durch das Vorhandensein zweier Triaskeile gegliedert. Ihre tektonische Stellung ist sehr schwer zu deuten. Auf der Ostseite enden sie zwischen dem Kristallin, während im Westen maßloser Schutt die Beziehungen zur Mezaunserie verschleiert. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der oberste Keil seine Fortsetzung im Triaszug des Corn findet, der die Languardecke in zwei Elemente teilt. Im westlichen Quellgraben von Val Arpiglia lassen sich im inversen Flügel der Languardecke mehrere Serien innerhalb der Trias unterscheiden; die oberste davon könnte die Verbindung dieses Keils mit dem Corn darstellen. Der nächsttiefere Keil nördlich des Sutèr dürfte eine sekundäre Einfaltung im tieferen Teil der Languardecke darstellen, doch ist die Möglichkeit, daß er mit dem Mezaun zusammenhängt, und zwar mit seiner oberen Serie, keineswegs ausgeschlossen.

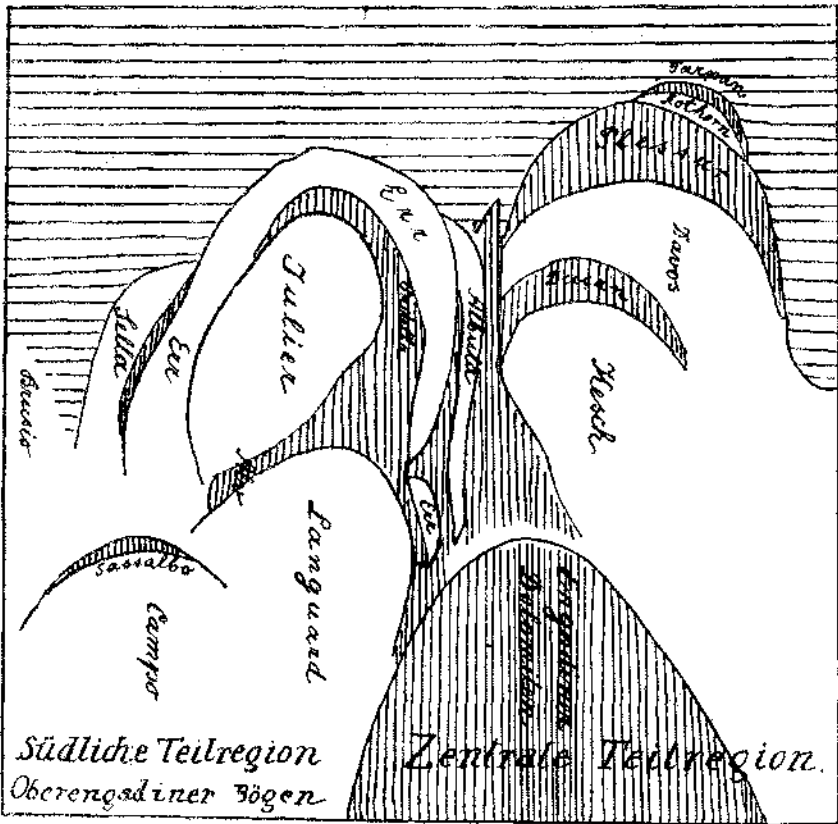
Am Ausgang von Val Casanella trifft man nun wieder eine Triasmasse, welche über dem hier neuerdings auftretenden Albulagranit liegt und unter der Languardecke. Sie entspricht fast spiegelbildlich den Engadiner Dolomiten nördlich des Casannabaches. Auch die mit Liasschiefer verschuppte Verrucanomasse findet sich an der Basis beider spiegelbildlich wieder. Ihre Fortsetzung nach Westen ist leider auch durch Schutt stark unterbrochen, nähert sich aber in der rückwärtigen Vaügliä so sehr dem höchsten Keile des Sutèr, daß man einen Zusammenhang wohl ins Auge fassen muß. Es würde daraus eine Gleichstellung von Engadiner Dolomiten mit dem höchsten Keile am Sutèr und dem Zug des Corn resultieren. Da nun das Kristallin der Languardecke in der obersten Val Casanna, soweit es nicht von der Zeburfaltung betroffen wurde, unter den Engadiner Dolomiten liegt, so ergibt sich hier ein muldenförmiger Abschluß der Triasmasse von Casanella und Vaügliä gegen Süden und Südosten, gerade umgekehrt, als wir es vorhin an der Errdecke in der Gegend des Murtiröl feststellen konnten. Die Murtirölzone liegt in Val Casanna überall unter dem Albulagranit, ähnlich wie im Engadin und somit tief unter den Engadiner Dolomiten, deren Basis ja jener bildet.

Cornelius hat im Padella die abgeglittene Sedimentdecke der Julierdecke vermutet. Es würde dann auch der Piz Mezaun (oberste Serie) dem Sedimentmantel der Julierdecke entsprechen. Die Stirn der Julierdecke läge hier ebenso im Süden, und zwar hier in der Tiefe unter der Languardecke, wie am Padella. Wir bekommen somit zwei Anhaltspunkte für den Abschluß dieser beiden Decken gegen Norden.

Verfolgen wir nun die Padella-Saluver-Zone an der Hand der Angaben von Cornelius gegen Westen, so sehen wir die auffallende Tatsache, daß sie auf der Karte mit stark südwestlicher Richtung in das oberste Oberhalbstein hineinschwenkt und so die Masse des Julier

längs ihrer Westseite flankiert. Da nun infolge des Zusammenschlusses von Julierdecke und Errdecke in der Gegend von St. Moritz hier auch ein muldenförmiger Abschluß der Saluverscholle gegen Süden zu fordern ist, folgt aus diesem Kartenbild, daß die Sedimentzonen tatsächlich ein südwestliches Streichen angenommen haben. Nach den

Fig. 2.



Schema der Engadiner Bögen.

Weiß: Kristallin, Horizontal schraffiert: Mesozoikum.

Untersuchungen von Staub ist nun die Berninagrube aus drei Decken zusammengesetzt. Ueber der rhätischen liegt die Selladecke, dann die Corvatschdecke als vermutliches Aequivalent der Errdecke und darüber die Julierdecke. Das trennende Triasband zwischen Julier- und Errdecke erscheint also in der Berninadecke wieder mit annähernd OW-Streichen. Da nun Cornelius geneigt ist, den weit gegen SW vorspringenden Zwickel des Piz Gravalvas noch der Errdecke zu-

zuzählen, so gibt das Kartenbild ein vollständiges Umschwenken der Erdecke und des auflagernden Triasbandes um die SW-Ecke der Berninagruppe.

Anderseits hängt aber die Padellascholle vermittels des Triaskeils des Stutzersees augenscheinlich mit dem Piz Alv zusammen. Der letztere ist bekanntlich gegen Westen bewegt, Padella und Mezaun (bei letzterem an den steil stehenden Liasschiefern im Hintergrund von Val Chamuera ersichtlich) etwa gegen NW bis NNW. Diese letzteren schließen also zu einem stark ausgeprägten, etwa gegen W bis NW konvexen Bogen zusammen. Es liegt nahe, das Umschwenken des Sedimentmantels der Erdecke in ähnlichem Sinne zu deuten. Das SW-Streichen im obersten Oberhalbstein konnten wir ja direkt beweisen. Anderseits ist die äußerst starke Reduktion dieses Triasbandes in der Berninagruppe einer solchen Anschauung günstig, denn die Triasmulde wäre hier entsprechend ihrer weit nach N vorgeschobenen Lage nahe ihrer Wurzel geschnitten, während der Schnitt am Padella sie in ihrer breitesten Ausdehnung trifft. Man muß die Frage stellen, ob die kleinen Triasreste am Cambrenagletscher (siehe Arbeit über Piz Alv) etwa diesem Triasband entsprechen und ob sich nicht in ihnen die Neigung dieser Zone ausspricht, sich hier ebenso mit der Alvzone zu vereinigen, wie das im N offenbar bei St. Moritz geschieht. Die Julierdecke würde dann eine halbkreisförmige Antiklinale darstellen, die gewissermaßen vollständig zwischen diesen Triasmassen gefangen ist. Die Analogie mit der Julierregion würde noch weitergehen, wenn man die tiefsten Teildecken der Erdecke (Albuladecke von Zynedel) der Selladecke tektonisch gleichsetzt.

Vergegenwärtigen wir uns, daß sich auf dem Rücken der Languardecke neuerdings eine gegen Westen bewegte Triasmulde einstellt (Saß albo), die wieder von der kristallinen Campodecke überlagert wird, so erhalten wir hier ein System von drei mehr oder minder bogenförmig etwa gegen W bewegten Mulden und vier dazugehörigen Antiklinalen. Die obersten zwei haben Dyhrenfurth und ich als die Puschlav-Livigno-Bögen bezeichnet. Jetzt, wo der Zusammenhang aller deutlich ist, könnte man das ganze System als die Oberengadiner Bogen bezeichnen und sie als nächstsüdliche Festongruppe an die zentrale Festongruppe der rhätischen Bogen (Engadiner Dolomiten-Ducan-Plessurgebirge) anschließen. So ist auch die nördliche Bewegungsrichtung bei Scansf verständlich (soweit sie nicht mit der Zeburfaltung zusammenhängt), anderseits wird dadurch auch in diesem südlichen Abschnitt die OW-Bewegung der Ostalpen klargestellt. Die von Staub erwähnte muldenförmige Einwölbung der Berninadecke würde mit dieser Vorstellung bestens harmonieren. Genau dasselbe Phänomen kennen wir aus den Engadiner Dolomiten. Die nördlich bewegte rhätische Decke würde die älteren alpinen Phasen, die von Staub und Cornelius beschriebene Einwicklung die jüngere (Zeburphase) darstellen.

Sehr ungeklärt ist das Verhältnis der Triasmasse von Casanna-
paß und V. Everone. Wie im Osten die nordwärts gerichteten Be-
wegungen noch nördlich über die Zebrulinie hinausgreifen, so finden
wir ähnlich im Westen ihre Spuren auch südlich der Zebrulinie. Die
Untersuchungen sind hier zwar noch nicht abgeschlossen, aber was
bis heute vorliegt, läßt sich unter diesem Gesichtspunkte ganz gut
deuten: auf dem Grenzkamm westlich von Livigno erscheint unter
den Phylliten der Ortlerbasis, flach nördlich unter sie hineinfallend,
die Triasmasse des Casannapasses. Ganz analog wird weiter im Süden
die kristalline Basis des Casannapasses unterteuft von einer zweiten
Triasscholle der Fuorcia Lavirum. Noch weiter südlich, in Val del
Forno, steckt im Kristallinen noch ein Triaskeil in steiler Lagerung.
Die beiden ersten Triaszonen werden an ihrem Südrand jeweils von
ihrer kristallinen Basis steil überfaltet, der Fornokeil ist S-förmig
verbogen. Während man bei dem immerhin naheliegenden Versuch,
aus allen zusammen ein Fenster zu konstruieren, vielfach in Verlegenheit
gerät, wird das tektonische Bild eher durchsichtig, wenn man es
auch hier in unsere beiden Bewegungsphasen auflöst. Allerdings ist
mir der Westrand der Lavirummasse noch zu wenig genau bekannt.

Diese Auffassung (südwärts gerichtete Schuppen) ist nicht ganz
befriedigend infolge des Verschwindens unter Kristallin am Westrand.
Doch ist auch eine Auffassung möglich, welche sie dem Mezaun etwa
gleichsetzt und von Osten her überschieben läßt. Die Verrucanokeile
auf der Ostseite von V. Federia sprechen dafür. Die Region bedarf
noch weiterer Untersuchung.

Im Albulagebiet ist hervorzuheben das Auftreten von Radiolariten
am Nordrand der Maduleiner Faltenzüge, in Val d'Eschia, nahe dem
Kontakt gegen den Scaufser Lias. Es folgt daraus, daß die schwimmende
Hauptdolomitmasse des Piz Uertsch, die ja mit dem Lias der Scaufser
Mulde in normalem Verband steht, nicht vom Südrande der Maduleiner
Faltenzüge herkommen kann, wie ich vermutet habe (Spitz, Referat
über Zündel etc. Verhdt. geol. R.-A. 1913), sondern an ihrem Nord-
rand, nördlich der erwähnten Radiolarite, wurzeln muß.

V. Betrachtung über die Bogenform der Westalpen.

Nach der herrschenden Auffassung sind die Westalpen aus Decken
zusammengesetzt, die nach dem Außenrande des Bogens bewegt sind.
(Die Rückfalten nach der italienischen Seite spielen ihnen gegenüber
an Ausdehnung gar keine Rolle.)

Der Außenrand des westalpinen Bogens, gemessen längs des
Außenrandes der Bernhardzone zwischen Albenga und Brieg, beträgt
zirka 450 km. Der Innenrand, gemessen längs der alpin-dinarischen
Grenze und weiter im Süden in ihrer Ermanglung etwa längs dem
Alpenrand, beträgt zwischen Savona und Arona am Lago maggiore
etwa 200 km. Die Differenz beträgt also rund 200 km. Da die Bernhard-
decke nach der herrschenden Anschauung sehr nahe der alpin-dina-
rischen Grenze wurzelt, so bezeichnet dieser Betrag zugleich ungefähr
die Differenz zwischen der ehemaligen und der heutigen Ausdehnung

des Außenrandes der Bernhardecke, ob diese Differenz nun einer Verkürzung oder einer Verlängerung entspricht. Diese Umfangsänderung, die also fast 50% beträgt, ist schon allein ein Problem. Es ist in gleicher Weise zu stellen bei allen Bogenstücken von Kettengebirgen, in denen größere Ueberschiebungen vorkommen.

Prüfen wir nun, ob eine Verkürzung oder eine Verlängerung stattgefunden haben kann! Für gewöhnlich spricht man nur von relativen Bewegungen. (Ueberschiebung oder Unterschiebung.) Ich glaube aber, daß wir in unserem Falle (und in allen analogen) ein Kriterium für die absolute Richtung der aktiven Faltung haben. Als Grenzen der bewegten Zonen müssen wir annehmen im Osten die alpin-dinarische Grenze, jenseits derer ja nach der herrschenden Auffassung eine Umkehrung der Bewegung stattfindet, im Westen die Zone des Mt. Blanc, die ja als ein Teil der Altaiden nur am Innenrande von der Deckenbewegung mitergriffen wurde, im übrigen aber mit dem autochthonen Vorland zusammenhängt und als Bestandteil des Rahmens richtunggebend für die alpine Faltung wirkte. Man könnte nun denken, daß die alpinen Decken durch Ueberschiebung des Vorlandes entstanden seien; es läßt sich diese Vorstellung aber leicht widerlegen. Der Schub wäre nach der konkaven Seite des Bogens gerichtet; er müßte also mit einer wesentlichen Raumverkürzung Hand in Hand gehen. Dies würde sich bei der Förderungsweite, mit der wir es zu tun haben, in Form von radial vom Alpenbogen ausstrahlenden Faltenzügen oder Ueberschiebungen im Vorland äußern müssen. Davon ist nichts bekannt. Außerdem ist es gewiß ein Nachteil, so ziemlich das ganze variscische Europa westlich des Meridians von Turin für die Bewegung bemühen zu müssen. Ich muß also schließen, daß die Alpenfalten aktiv von innen nach außen vordrangen, sei es nun durch Schub von innen, sei es durch Gleitung oder Unterströmung. Es kann also in den inneren Zonen der Alpen nur eine Verlängerung im Streichen platzgegriffen haben.

Versuchen wir nun an der Hand von Argands Profilen ein Maß für diese Verkürzung zu gewinnen: wir wählen hiezu die von Argand verzeichnete Förderungsweite aller alpinen Decken, von der Mt. Blanc-Zone nach innen gerechnet. Die helvetischen Decken mit innerer Wurzel sind also noch mitzuzählen. Die beistehende Tabelle gibt eine Uebersicht über diese Zahlen, wobei zu bemerken ist, daß 1. nur die größeren Ueberschiebungen und nicht die kleineren Falten mitgerechnet wurden, 2. daß Abreibungen von Deckenteilen (zum Beispiel Préalpes oder Zone extérieure) als Uebertreibung der Förderungsweite abgerechnet wurden, 3. daß die dinarischen Rückfalten im Sinne Argands als sekundäre Stauchungen auf dem Rücken einer auswärts bewegten Decke aufgefaßt und daher nicht mitgerechnet wurden, da sie ja an der ursprünglichen Förderungsweite ja nichts mehr zu ändern vermochten. Beides sind Fälle, in denen die Förderungsweite nicht der ursprünglichen Geosynklinalenbreite entspricht. Verlegt man ferner die Wurzel der Préalpes nicht mit Argand ins Canavese, sondern ins Briançonnais, so ergibt sich als Durchschnittswert aus den benützten Profilen eine ursprüngliche Geosynklinalenbreite von 165 km. (Tabelle Kolonne II.) Bei dieser Zählung würden sämtliche Ueberdeckungen

Förderungsweite der Westalpendecken nach Argands Profilen 1—15.

Tatsächliche Förderungsweite auf denselben Profilen¹⁷⁾.

Profil	Helvetisch	Préalpes	Briançonnais und Embrunais	Bernhard	Mte. Rosa	Dent Blanche	I	II	III	
							Summe ab Préalpes und Briançonnais	Summe ab helvet. Decken mit innerer Wurzel	Wie II, aber mit Einrechnung der Mittelschenkel bei Bernhard und Mte. Rosa	
1. Lausanne—Scopa .	115 km ¹⁾	35 ³⁾ (115 ⁶⁾	—	80 ⁴⁾	45 ⁴⁾	40 ⁵⁾	200 (286 ⁶⁾	315 (395 ⁶⁾	435 (500 ⁶⁾	
2. Genf—Ivrea	40 ²⁾	30 ³⁾ (110 ⁶⁾	10	60	40 ⁴⁾	40	180 (260 ⁶⁾	200 (280 ⁶⁾	300 (380 ⁶⁾	
3. Salève—Levone	25 ⁸⁾	10 ³⁾ (90 ⁶⁾	—	50	30 ⁴⁾	?	90 (170 ⁶⁾	90 (170 ⁶⁾	170 (250 ⁶⁾	
4. Chambéry — Lanzo		—	15	60	45 ⁴⁾	—	120	120	225	
5. Grenoble — Dora Riparia		—	30	60	50 ⁴⁾	—	140	140	250	
6. Pelvoux—Chisone	Keine Decken, nur liegende Falten	—	20	70 ¹⁰⁾	95 ⁴⁾	—	185	185	370	
7. Embrunais — Pinerolo		—	90 ⁴⁾	75 ⁴⁾	90 ⁴⁾	—	255	255	440	
8. Barcelonnette — Monte Bracco		—	50	30 ⁴⁾	60 ⁴⁾	—	140	140	230	
9. Seealpen—Saluzzo		—	—	20	65 ⁴⁾	Savona und Appenin	85	85	170	
15. Ventimiglia — Savona ¹⁷⁾		—	40 ¹⁸⁾	35 ⁴⁾ 18)	10 ⁴⁾ 18)	30 ¹⁸⁾	115 ¹⁸⁾	115 ¹⁸⁾	160 ¹⁸⁾	
Profil Comero—Rhätikon, teilweise nach Argands Profilen und Karten: Simplon 50, Tambo 40, Suretta 50, rhätische Decke 100, westalpine obere Teildecke) 100, Summe 340 km, entspricht den Voraussetzungen der Kolonne I.							Mittel . . .	1510:10 = 150 km	1645:10 = 165 km	a) 2755:10 = 275 km b) 2965:10 = 296 = 300 km

Helvetisch	Préalpes	Briançonnais und Embrunais	Bernhard	Mte. Rosa	Dent Blanche	IV	V	
						Summe ab helvetischer Decken mit innerer Wurzel; einfache Lagerung angenommen	Wie IV, mit Einrechnung der dinarischen Rückfalte	
100	35 ³⁾	—	5 ⁴⁾	—	50 ¹³⁾	190	210	
5 ¹⁴⁾	30 ³⁾	—	5 ⁴⁾	—	60 ¹³⁾	100	100	
5 [?]	5	—	5	—	—	15	25	
5 [?]	—	5	5	—	—	15	25	
5	—	—	5	—	—	10	10	
—	—	5	20 ¹⁴⁾	10 ¹⁵⁾	—	35	40	
—	—	45	10	5	—	60	60	
5	—	45	5	5	—	60	70	
—	—	—	5	5	Savona und Appenin	10	15	
—	—	gering	5 ¹⁹⁾	—	5 ¹⁹⁾	10 ¹⁹⁾	10 ¹⁹⁾	
						Mittel . . .	505:10 = 51 km	555:10 = 55 km

Anmerkungen.

- 1 Die helvetische Teildecke mitgerechnet, die Abreißung der Zone externe abgerechnet.
- 2 Ueberschiebung auf Molasse, Dt. du midi, Wurzelfalte des Mt. Blanc.
- 3 Unter der Annahme, daß sie im Briançonnais wurzle und passiv durch die helvetische Decke verfrachtet wurde. Die Zahl entspricht daher einem Minimum, nämlich ihrer jetzigen Ausdehnung.
- 4 Die Stirnfalte mitgerechnet.
- 5 Mit der Sesiazone verbunden (nach Argand).

- 6 Nach Argands Auffassung, daß die Préalpes im Canavese wurzeln.
- 7 Kleinere Falten sind hier mehr mitgerechnet als vorhin.
- 8 Mit Berücksichtigung der Wurzelfalten am Mt. Blanc.
- 10 Mit Stirnfalten und Berücksichtigung der 4. écaille
- 11 Kleinere Faltungen sind nicht mitgerechnet; die dinarischen Falten zählen nicht bei der Verkürzung des Gebirges, da sie nur passive Stauffalten sind auf einer auswärts bewegten Decke.

- 12 Argand zeichnet in diesem Profil mehrfach gerissene Mittelschenkel.
- 13 Im Gegensatz zu Argand mit der Ivreazone verbunden.
- 14 Nur die Decken mit innerer Wurzel gerechnet.
- 15 Die Ueberschiebungen am Chisone etc. sind als nur teilweise im Streichen getroffen aufgefaßt. Die Bewegungsrichtung ist als dinarisch aufgefaßt. Sie wurde als bedeutendere Ueberschiebung schon hier mitgerechnet.
- 6 Die Summe würde sich ein wenig erhöhen, wenn man bei den dinarischen Falten die Mittelschenkel mitrechnen würde; hier

- sind sie als glatte Ueberschiebung gerechnet. Die Ueberschiebungen am Chisone sind schon früher gerechnet.
- 17 Das Profil Argands ist schräg geschnitten. Es mußte daher reduziert werden auf den Schnitt ⊥ zum Streichen, es reduziert sich auf etwa 3/4.
 - 18 Die Originalwerte Argands sind: Briançonnais und Embrunais 55, Bernhard 45, Mt. Rosa 15, Savona 40.
 - 19 Die ursprünglichen Werte auf Argands Profilen sind: Briançonnais und Embrunais weniger als 5, Bernhard < 10, Savona < 10.

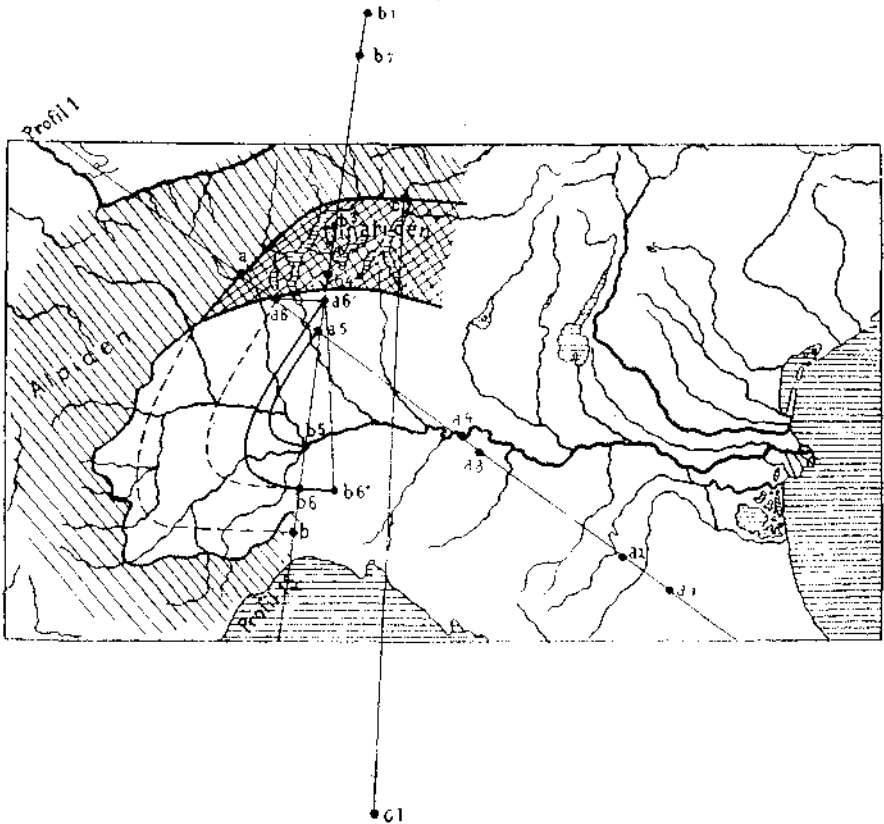
als glatte Ueberschiebungen ohne Vorhandensein eines Mittelschenkels gerechnet. Berücksichtigt man das Vorhandensein eines solchen bei der Bernhard- und Mte. Rosadecke, wie es Argands Profile verlangen, so ergibt sich ein Mittelwert von 275 km. (Kolonne 3 a.) Verlegt man noch mit Argand die Wurzel der Préalpes ins Canavese, so erhält man eine Mittelzahl von 300 km. (Kolonne 3 b.) Die Zahl 275 km kann als Minimalzahl gelten insofern, als bei vielen Decken der Stirnrand nicht bekannt ist. Argand kennt einen solchen eigentlich nur an den helvetischen Decken, am Mte. Rosa und an dem kristallinen Kern der Bernharddecke. Bei der Zahl 300 km ist es nicht sicher, ob nicht die Geosynklinalenbreite der Préalpes überschätzt wurde, indem man ihr einfach die Förderungsänge gleichsetzte. Ähnliches gilt auch für die Dt. Blanche, die gleichfalls eine isolierte Deckscholle ist, doch wäre hier ein Fehler weniger folgenschwer, da es sich nur um zwei Profile und eine an und für sich geringe Entfernung von der Wurzel handelt; der Durchschnittswert würde also dadurch wenig beeinflusst werden. Ein Minimum ist die Zahl 275 auch deshalb, weil für die ostalpine Decke überhaupt keine Zahl eingesetzt wurde, was ganz und gar nicht den Vorstellungen der Deckentheorie entspricht. Eine Korrektur für alle diese Zahlen liefert sicher die Streckung quer aufs Streichen. Doch ist sie ziffernmäßig nicht feststellbar und muß daher vorläufig außer Spiel gelassen werden.

Versuchen wir nun an der Hand der gewonnenen Zahlen den alten Innenrand der Westalpen zu rekonstruieren. Es stehen uns dabei drei Wege offen: 1. die Rückverlegung der heutigen Punkte erfolgt längs der Radien, es resultiert eine starke Umfangsverkürzung des Alpeninnenrandes. 2. der Alpeninnenrand wird in seinem Umfang gar nicht verkürzt, sondern als Ganzes um den gewonnenen Betrag nach Osten gerückt. 3. eine Kombination von 1. und 2.

1. Diese Möglichkeit ist auf Kartenbeilage, Fig. 3, dargestellt. Als Ausgangspunkte wurden verwendet die Punkte *a* und *b*, das sind die Schnittpunkte der beiden äußersten Profile mit dem Innenrande der Westalpen, bzw. der alpin-dinarischen Grenze. Es zeigt ein Blick auf das Kärtchen, daß sich bei einer Förderungsweite von 275 km nicht nur eine Verkürzung des Innenrandes ergibt, sondern eine vollständige Ueberkreuzung der beiden Punkte.

Punkt *a* rückt von Scopa im Sesiatal in die Gegend von Bologna, Punkt *b* vom Apennin bei Savona nach Schwyz. Noch größer wäre natürlich die Ueberkreuzung bei Verwendung der Zahl 300 km. Selbst wenn man sich auf glatte Ueberschiebungen, ab innere helvetische Decken gerechnet, beschränkt, so rückt bei einem Mittelwert von 165 km (Kolonne I) Punkt *a* in die Gegend südlich von Cremona, Punkt *b* nach Lugano. Erst bei einer durchschnittlichen Förderungsweite von 75 km (etwa 50 km in Profil I, etwa 100 km in Profil XV) rücken sich beide Punkte so nahe, daß die Ueberkreuzung aufhört. Wendet man diese Methode auch auf die östliche Fortsetzung der alpin-dinarischen Grenze (Veitlin) an, so rückt ein Punkt *c* daselbst (vgl. Karte III) um 340 km südwärts nach *c'*, das ist an die Nordspitze Korsikas. Die Zahl 340 km entspricht etwa den Bedingungen

Fig. 3.



a Schnittpunkt von Profil I Argands und Wurzelzone (Scopa).

b Schnittpunkt von Profil XV Argands und Ebene (ungefähr soweit auf diesem Profil der Apennin dargestellt ist).

aa_1	= 800 km,	Ueberschneidung	360 km;
aa_2	= 275 "	"	320 "
aa_3	= 165 "	"	140 "
aa_4	= 150 "	"	110 "

aa_5 = 51 km, Entfernung 65 km, heutige Entfernung 155 km.

Am nächsten kommen sie sich bei Durchschnittsentfernung 175 km (50 auf *a*, 100 auf *b*).

c c_1 Rückverlegung des Punktes *c*, Beginn der Ostalpen.

a_3 – b_3 . verkürzte Wurzellinie bei Konstruktion längs der Radien, Länge ungefähr = 100 km; a – b = 250 km, Verkürzung = 150 km = $\frac{3}{5}$.

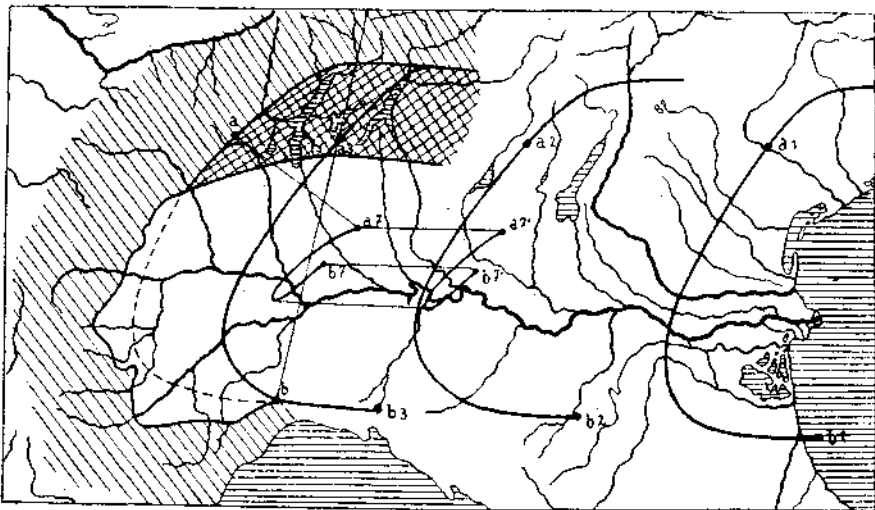
a_6 – b_6 = $\frac{1}{2}$ Rückverlegung (bei 51 km)

ab' – bb' dazugehörige Verschiebung nach Osten um $\frac{1}{2}$ = 51 km, Länge 180 km, Verkürzung 70 km.

der Kolonne I. Ich glaube daraus schließen zu müssen, daß die Möglichkeit 1. bei der Rekonstruktion nicht gangbar ist.

2. Bei einer Ostverschiebung um 300 km rückt Punkt *a* aus dem Sesiatal an das Knie der Piave, Punkt *b* von Savona nach Ravenna. (Kärtchen, Fig. 4.) Bei 165 km rückt Punkt *a* auf den Mte. Mufetto, Punkt *b* an die Grenze von Toscana und Emilia. Der Winkel, den die schiebende Kraft mit den Radien einschließt, beträgt im Punkt *a* etwa 45°, im Punkt *b* etwa 90°. Eine weitere Unmöglichkeit kommt zutage, wenn man nun auch noch versucht, irgendeine der ostalpinen Decken etwa in der Gegend des Veltlin abzuwickeln. Der Platz für sie ist ja schon längst vergeben. Ich kann mir nicht vorstellen, daß es dabei

Fig. 4.



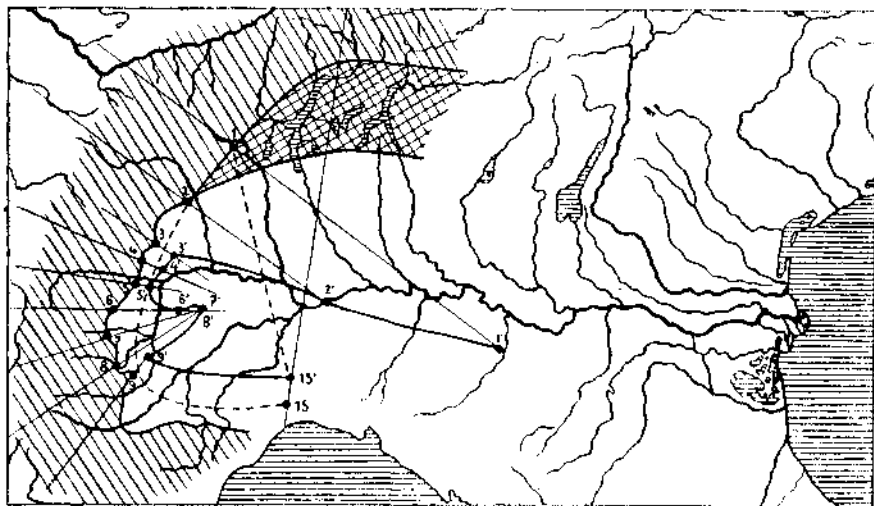
$aa_1 = 300 \text{ km}$, $aa_2 = 165 \text{ km}$, $aa_3 = 51 \text{ km}$; a, b_7 auf $\frac{1}{2}$ von 165 km verkürzter Bogen längs der Radien, $a_7 b_7$ = dazugehörige Rückung gegen Osten um $\frac{1}{2}$ 165 km.

zu Deckenbildung kommen kann, die normal auf die Radien streicht. Mir scheint daher auch dieser Weg ungangbar.

3. Kombinieren wir 1. und 2. in der Art, daß sich der gegebene Förderungsbetrag zu 50 % auf beide aufteilt. Verwenden wir zunächst die Zahl 165, so verlegen wir die Punkte *a* und *b* zunächst um $\frac{165}{2}$ längs der Radien zurück; die so gefundene Kurve verlegen wir nun als Ganzes um $\frac{165}{2}$ nach Osten. Das Resultat zeigt die Figur $a_7 b_7$ auf Kärtchen, Fig. 4: der Bogen fällt fast auf sich selbst. Verteilen wir die 165 km auf die beiden Konstruktionen zu ungleichen Teilen, so wird der Gewinn auf der einen Seite durch eine desto größere Unbrauchbarkeit auf der andern mehr als wettgemacht. Bei jeder größeren Zahl als 165 km tritt sofort Ueberkreuzung ein. Die Konstruktion wird also überhaupt unmöglich.

Wir kommen also zu dem unerwarteten Ergebnisse, daß keine der drei Methoden möglich ist. Es muß also ein Fehler in den Voraussetzungen liegen. Ist vielleicht die Bogenform nicht primär, sondern sekundär, passiv durch Zusammenrücken des Vorlandes errungen? Ich habe diesen Gedanken nachträglich in der Literatur ausgesprochen gefunden bei Franchi: *Sulla tettonica della zona del Piemonte*, Boll. com. geol. it. 1906, p. 142, 43 mit Hinweis auf Van de Wiele, *Les theories nouvelles de la formation des Alpes et l'influence des affaissements méditerranées!* (Bull. soc. Belgique de Géologie Paléont. et Hydrol. 1905, t. 19.) Für die Engadiner

Fig. 5.



1—15 = Innenrand entsprechend Argands Profilen.

1'—15' = der ursprüngliche Innenrand nach Rückverlegung längs der Radien um die beobachtete Förderung.

Bögen muß ich selbst diese Erklärung anwenden. Nun besteht aber zwischen den Engadiner Bögen und dem westalpinen Bogen ein großer prinzipieller Unterschied. Erstere liegen mitten im bewegten Alpenland, letzterer zwischen den variszischen Massiven. Daß diese in naheozäner Zeit so gewaltig relative Verlagerungen erfahren hätten, wie es diese Annahme erfordert, das kann Van de Wiele nicht wahrscheinlich machen; es fehlt in der Tat jeder Anhaltspunkt dafür; weder die von Quiring berechneten Raumvergrößerungen der Horste noch die von Salomon namhaft gemachten Horizontalverschiebungen an Rutschflächen im variszischen Land reichen auch nur annähernd für den erforderlichen Betrag hin. Ich glaube also, daß wir die Voraussetzung von der relativen Stabilität des Vorlandes nicht zu verlassen brauchen.

Versuchen wir nun, ob nicht die Förderungsweiten, wie sie uns Argands Profile liefern, die falsche Voraussetzung sind. In der Tat, man gewinnt ein ganz anderes Bild, wenn man statt der hypothetischen die tatsächlich zu beobachtenden Ueberschiebungsweiten auf Argands Profilen einführt. Wir erhalten als Mittelwert 51 km und unter Hinzurechnung der dinarischen Rückfalten 55 km. Auch hier müssen wir uns darüber klar sein, daß wir nur Minimalzahlen vor uns haben; andererseits wird in diesem Fall die beobachtbare Streckung, die wir als unbekannte Größe gleichfalls außer Acht lassen müssen, in Anbetracht der niedrigen Zahlen eine bemerkbare Kompensation abgeben können.

Versuchen wir nun nach den aufgestellten 3 Möglichkeiten, den Innenrand bei einer Förderung von 51 km zu rekonstruieren. Punkt *a* rückt von Scopa nach Novara, Punkt *b* von Savona nach Alessandria (Kärtchen, Fig. 3). Die heutige Entfernung beider Punkte wird von 155 km auf 65 km verkürzt. Die Länge des Bogens $a_5 b_5$ beträgt 100 km gegen 250 des heutigen Bogens *a b*, die Verkürzung ist also 150 km.

Die zweite Möglichkeit, die einer östlichen Verrückung, ergibt: Punkt *a* rückt an das Südende des Luganer Sees, Punkt *b* nördlich von Rappallo an der Riviera (Bogen $a_3 b_3$ auf Kärtchen, Fig. 4). Dieser Fall scheint mir mit Rücksicht auf die Stoßrichtung ebenso unmöglich, wie die analoge Konstruktion auf Grund von Argands Zahlen. Die 3. Möglichkeit gibt den Bogen $a'_6 b'_6$ auf Kärtchen, Fig. 3. Die Länge des Bogens beträgt 180 km gegen 250 des heutigen Bogens, die Verkürzung ist also nur 70 km. Der Abstand der beiden Endpunkte beträgt zirka 110 km gegen 155 des heutigen Abstandes, die Verkürzung also nur 40 km. Allerdings ist die Stoßrichtung gegen Punkt *b* eine erheblich schiefe, der Schub wird stark exzentrisch.

Abschließend können wir urteilen, daß eine Annahme von 50 km als Mittelwert bei zweien von den 3 Rekonstruktionsmethoden ein annehmbares Resultat liefert, wenn auch immer noch ein Problem bestehen bleibt. Es ist das die starke Raumverkürzung der inneren Teile der Alpen¹⁾. Die Schwierigkeit erhöht sich noch, wenn wir daran denken, daß im Innern des verkürzten Alpeninnenrandes Dinariden und Nordapennin liegen, die ja beide selbst wieder gefaltet sind, beziehungsweise eine Anhäufung von Decken darstellen, also früher auch auf größerem Raum gelagert sein mußten. Man könnte zu dem Ausweg greifen, anzunehmen, daß alle diese Zonen sehr stark gestreckt wurden, und zwar sowohl im Streichen wie quer aufs Streichen. In den kristallinen Zonen der Westalpen, in den Schistes lustrées und im Briançonnais und Embrunais dürfte es nicht schwer fallen, rein mechanische Streckungen aufzufinden. In den Dinariden scheinen mir solche sehr spärlich zu sein.

Die Annahme von Zerrungen innerhalb der Alpiden würde natürlich auch deshalb sehr willkommen sein, weil dadurch erheblich mehr Platz für das Ablagerungsgebiet der Dinariden gewonnen würde.

¹⁾ Auch das hat schon Franchi, l. c., p. 142 hervorgehoben.

Immerhin gäbe es noch einen andern Ausweg, der sich allerdings der Kontrolle durch die Beobachtung entzieht. Wir wollen zuerst fragen, welches die aktive Bewegungsrichtung des gegen innen bewegten Dinariden-Alpenbogens ist. Aehnliche Ueberlegungen, wie wir sie für den Außenrand der Westalpen anstellten, führen uns auch hier zu dem Schlusse, daß die Bewegung von innen nach außen erfolgt sein muß. Dies bedeutet also eine Unterschiebung. Mit andern Worten, nicht die Antiklinalen, sondern die Synklinalen sind hier die aktiven Elemente. Die dinarische Faltung in den Westalpen stellt sich also tatsächlich als ein „insubrischer Rückstau“ im Sinne Argands dar, der allerdings nicht mit der Mte. Rosa-Decke in Zusammenhang gebracht werden kann, weil er nicht nur sie selbst, sondern auch noch weiter innen gelegene Gebirgsteile ergreift. Der Schub ging für den ganzen quer aufs Streichen bewegten Alpenbogen prinzipiell von innen aus. Da wir im Innern dieses Bogens nicht etwa ein Stück Altaiden, sondern ein Stück Dinariden annehmen müssen, so gemahnt dieses Verhalten tatsächlich an das Wort Ampferers, daß die Kettengebirge Zonen eigener Entstehung seien. Man wird sich vielleicht leichter mit dem Gedanken befreunden, wenn man sich vorstellt, daß hier nicht Schub, sondern Gleitung am Werke war; die Ausschaltung des Kristallin aus dem Faltenwurf der Dinariden und des Apennin unterstützt die Vermutung, daß die Sedimente von dem heute unter der Poebene liegenden und nunmehr von ihnen entblößten kristallinen Kern nach allen Seiten abgeglitten seien. Es ergibt sich so eine Lösung für die Schwierigkeit, daß wir bei unseren Rekonstruktionen für die Dinariden einen kleineren Ablagerungsraum erhalten, als sie heute einnehmen, während sie mit Rücksicht auf ihre Faltung ja in einem größeren Raum hätten entstehen müssen.

Das eben Auseinandergesetzte wird allerdings sehr erschüttert durch die Tatsache, daß Kossmat an der Beugung des Hochkarstes Längsüberdeckungen nachgewiesen hat. Nach einer fr. mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. Schwinner ist im Winkel der Etschbucht ein ähnliches Verhalten zu beobachten, also an beiden Beugungsstellen der Dinariden Längsüberdeckungen, also Raumverkürzungen; das ist nicht anders zu deuten, als daß eine Bewegung von außen nach innen stattgefunden hat. Alpiden und Dinariden würden sich also voneinander entfernt haben und man würde einen eigenen Vorgang benötigen, um sie etwa durch eine Verschluckung wieder einander zu nähern, — man vergleiche das allerdings noch nicht einwandfrei nachgewiesene „Vordringen der Dinariden gegen Norden“.

Doch verlassen wir dieses Kartenhaus von Vermutungen und wenden wir uns unserer Rekonstruktion zu. Wenn wir als Durchschnittswert 50 km zugrundelegen, so ist es natürlich unmöglich, daß an den Stellen stärkster Krümmung die Decken ihre maximale Förderungsweite, die ja diesen Betrag erheblich überschreitet, freibehalten, mit andern Worten, daß die Decken in gleicher Intensität durch sehr große Teile des Gebirges fortstreichen. Viel wahrscheinlicher ist, daß ihre Grenzen im Streichen eng gezogen sind. Damit stellen sich aber auch die sehr großen Förderungsweiten nicht mehr

als Regel dar, sondern als lokale Amplituden, als vereinzelte Maximalwerte. Dafür kann man in einzelnen Belege finden.

Der Bogen der Westalpen läßt sich nämlich in einzelne Polygonalbögen auflösen, die annähernd geradliniges Streichen haben und deren Förderungsweite sehr verschieden ist. Kalkzone der Seealpen, Kalkalpen der Dauphine und Jura bilden einen äußersten Festonkranz, alle drei von geringer Förderungsweite. Weiter innen trifft man nur im Embrunais und in den Préalpes zwei Teilregionen größerer Förderung. Beide haben annähernd geradliniges Streichen. Zwischen ihnen vermittelt das ebenfalls geradlinig streichende, bei weitem weniger intensive Ueberschiebungsgebiet der Aiguilles d'Arves. Es erscheint in diesem Zusammenhang als kein Zufall, daß alle drei nicht unmittelbar miteinander zusammenhängen. Diesem Stück schließt sich auch die linear streichende Deckscholle der Dt. blanche an. Auch sie ist nur auf diesem engen Raum bekannt. Parallel zu den Préalpes laufen die helvetischen Decken, bemerkenswerter Weise nur zwischen Arve und Iller als große Decken entwickelt, das ist gerade so weit, als die Alpen linear nach ONO streichen. Die Decke des Mte. Rosa erkenne ich nach den vorliegenden Beobachtungen tatsächlich nicht als solche an. Bemerkenswert ist aber, daß unter den zu diesem Begriff vereinigten Massiven nur das der Cottischen Alpen eine sichere Ueberschiebung (und zwar nach innen) aufweist. Die Ueberschiebungsweite der Bernharddecke wird ganz deutlich von N nach S geringer, wie auch aus Argands Profilen ersichtlich ist. Am größten ist sie in den penninischen Alpen, am geringsten anscheinend in den Seealpen. Die penninischen Alpen bilden einen eigenen, etwas vortretenden Teilbogen. Deshalb, weil sie im Tocetal nach Osten über die Tessiner Decke in die Luft hinausstreichen, verlegt Argand ihre Wurzel im ganzen Verlauf des Westalpenbogens so weit nach innen. Man hat aber gar keine Berechtigung, die Verhältnisse im Tocetal ohne weiteres auf die ganzen Westalpen zu übertragen. Wir müssen vielmehr die Frage aufwerfen, ob nicht die Bernharddecke hier im Osten ihr Streichen dreht, wie das ja schon C. Schmidt angenommen hat, mit ihr auch die Simplondecken. Erst weit östlich der Tessiner Alpen würde mit Tambo und Suretta ein neuer Bogen einsetzen, der in den rhätischen Bögen seine Fortsetzung fände, — der ostalpine Bogen.

An zwei Beispielen können wir sehen, wie sich solche Bogenstücke selbst wieder in Teilbögen auflösen streben. Den Westrand der Ostalpen bilden mindestens drei Zonen von Festonbögen, die alle voneinander unabhängig sind (Rhätikon und Mittagspitze im Norden, Region zwischen Plessurgebirge und Engadiner Dolomiten, beziehungsweise Endkopf in der Mitte, Region zwischen Tambo und Sassalbo im Süden¹⁾). Das andere Beispiel bildet der lombardisch-judikarische Bogen. Ganz scharf und linear trennen sich hier judikarisches und lombardisches Bogenstück, letzteres nach Rasmus in zahlreiche kurze Einzelüberschiebungen aufgelöst. Die orobische Ueberschiebung

¹⁾ Die extreme Bogenform führe ich auf spätere Einflüsse zurück, keineswegs aber die primäre Anlage der drei Festongürtel.

hält lombardische Richtung ein, aber unter spitzem Winkel strahlen von ihr Linien gegen NO aus, die sich der judikarischen Richtung anzuschmiegen streben.

Ein Blick auf unser Kärtchen, Fig. 5, lehrt uns Aehnliches. Hier ist die Rückverlegung längs der Radien an jedem Profil in individueller Weise durchgeführt um die jedesmal tatsächlich zu beobachtende Ueberschiebungsweite. Im eigentlichen Bogen der Westalpen rückt der Innenrand nur sehr wenig nach Osten, nur die kurze Ueberschiebungsregion des Embrunais macht sich sofort geltend durch einen sehr stark einspringenden Winkel. In dem linear ONO streichenden Stück der Schweizer Alpen rückt der Innenrand gleich gewaltig nach innen.

Bei Anwendung dieser Konstruktion zeigt sich uns die überraschende Erscheinung, daß die Kräfte nicht senkrecht auf den ursprünglichen Innenrand angegriffen haben konnten. An den Punkten des heutigen stärksten Vorschubs muß ferner die Kraft am stärksten gewirkt haben. Aus diesem Gedankengang folgt, daß mit den Bewegungen eine ganz außerordentliche Beanspruchung der Plastizität der Gesteine verbunden war, denn fassen wir Profil I und II ins Auge, so ergibt sich das ohne weiteres aus einem Vergleich des ehemaligen sehr langen Innenrandes im Raum zwischen den beiden Profillinien mit den heutigen kurzen. Ebenso macht der einspringende Winkel, aus dem das Embrunais stammt, eine starke Verlagerung des dinarischen Randes notwendig, und zwar nicht nur in der Richtung der Radien. Denn sobald wir nicht mehr den Alpenbogen als Ganzes schieben, sondern den Vorgang in tangentielle Teilschübe auflösen, erzielen wir mit der Einstellung der Plastizität in unsere Rechnung einen größeren Nutzeffekt. Wenn ich nämlich die tangentialen Teilbogen stärkster Ueberschiebung radial zurückverlege, so komme ich nur mit ihnen weit in das Innere des Rücklandes, nicht hingegen mit den dazwischenliegenden Sektoren geringerer Ueberschiebung: die Raumverkürzung des Innenrandes ist in diesem Falle eine viel kleinere. Ueberschiebungen von 300 km oder auch nur 165 km schließen sich bei dieser Annahme allerdings von selbst aus, da ja jede Teildecke nach kurzer Erstreckung im Streichen ihre Aufhängepunkte¹⁾ hat. Diese Aufhängepunkte sind dann die Stellen starker differentieller Beanspruchung. Da große Querverschiebungen an solchen Stellen bisher nirgends nachgewiesen wurden, so muß sich diese Differentialspannung stetig ausgeglichen haben. Also große Zerrungen. Hier wären wir bei der dritten Möglichkeit einer falschen Voraussetzung angelangt. Und diese Fehlerquelle wird sich bei unseren Berechnungen um so mehr geltend machen, als es sich um relativ kleine Zahlen handelt; allerdings eher subtraktiv als additiv. Leider besitzen wir kein Mittel, diese Fehlerquelle aus der Berechnung auszuschalten.

Gerade weil bei meinen Ueberlegungen diese unbekannte Größe der Plastizität mit im Spiel ist, kann das Vorstehende nicht auf Unanfechtbarkeit, geschweige denn auf Exaktheit Anspruch machen. Das

¹⁾ Diese Auffassung trifft sich mit einer von Heritsch ausgesprochenen Idee, vgl. Heritsch, Geologische Rundschau 1914, p. 287.

will ich mir auch nicht anmaßen. Es sollte vielmehr nur gezeigt werden, daß hier und in allen analogen Fällen ein schwieriges Problem vorliegt, und zwar ein um so schwierigeres, je größer man die Schubweite und je beständiger im Streichen man die Decken annimmt. Vielleicht daß es einem Physiker unter den Geologen gelingt, die Voraussetzungen der Berechnung exakter zu fassen und neue Gesichtspunkte einzuführen. Es werden sich gewiß auch Irrtümer in meiner Darlegung finden, die man leicht objektiv als solche nachweisen kann. Ich habe meine Absicht erreicht, wenn ich die Aufmerksamkeit der Fachgenossen auf die behandelten Probleme hingelenkt und sie zur Diskussion angeregt habe.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1919

Band/Volume: [1919](#)

Autor(en)/Author(s): Spitz Albrecht

Artikel/Article: [Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin \(Aus dem Nachlasse\) 233-257](#)