

DENKSCHRIFTEN
DES NATURHISTORISCHEN MUSEUMS IN WIEN
BAND 2
GEOLOGISCH-PALAEONTOLOGISCHE REIHE 2

UNTERSUCHUNGEN

ÜBER DIE

TEKTONIK DER LESSINISCHEN ALPEN

UND ÜBER DIE

VERWENDUNG STATISTISCHER
METHODEN IN DER TEKTONIK

I. TEIL

VON

JULIUS PIA

MIT 61 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 5 TAFELN

LEIPZIG UND WIEN
FRANZ DEUTICKE

1923

23421

ALLE RECHTE,
BESONDERS DAS DER ÜBERSETZUNG IN FREMDE SPRACHEN, VORBEHALTEN

COPYRIGHT 1923 BY FRANZ DEUTICKE, LEIPZIG UND WIEN

VERLAGS-NR. 2843

Es ist mir eine liebe Pflicht, hier derjenigen zu gedenken, deren Hilfe die Herausgabe dieser Arbeit ermöglicht hat. Vor allen anderen habe ich meine verehrte Freundin, Frau Dr. M. OGILVIE GORDON, zu nennen. Sie hat mir durch eine Einladung nach England Gelegenheit gegeben, mir in anregender und auch an sich für mich höchst wertvoller wissenschaftlicher Tätigkeit Mittel zu verschaffen, die einen Großteil der Druckkosten gedeckt haben. Herr Dr. J. STONBOROUGH — allezeit bereit, dem notleidenden österreichischen Wissenschaftsbetrieb beizustehen — hat sämtliche Auslagen für die Ausstattung meiner Veröffentlichung mit Figuren und Tafeln getragen. Auch die EMERGENCY SOCIETY FOR GERMAN AND AUSTRIAN SCIENCE in New York hat mir im Wege der Notgemeinschaft der Wissenschaft in Österreich einen Druckkostenbeitrag zukommen lassen. Die Herren Dr. A. JEANNET, Prof. G. DAL PIAZ und Prof. R. FABIANI haben in der Schweiz und in Italien sehr erfolgreich Subskribenten für mich geworben.

Überaus wertvoll war mir das verständnisvolle Entgegenkommen, mit dem Herr Prof. Dr. F. X. SCHAFFER, Direktor der geologisch-palaeontologischen Abteilung und derzeit Präsident des Naturhistorischen Museums, meine Untersuchungen, deren Aussichten lange Zeit ganz ungewiß waren, förderte. Ich freue mich besonders, daß es gelungen ist, die von ihm in schwerer Zeit begründeten „Denkschriften“ trotz aller Hindernisse fortzusetzen und daß sogar einige Aussicht auf das baldige Erscheinen weiterer Hefte besteht.

Undankbar wäre es, wollte ich an dieser Stelle meine militärischen Vorgesetzten während des Krieges vergessen, die in wahrhaft freisinniger Weise die Erfordernisse des Dienstes mit den Belangen der wissenschaftlichen Forschung in Einklang zu bringen verstanden. Auch meines wackeren Offiziersdieners FRANZ KÖNIG muß ich gedenken. Er hat seine mehr als vierjährigen treuen Dienste damit abgeschlossen, daß er unter Zurücklassung eines großen Teiles seiner eigenen Habseligkeiten meine wissenschaftliche Ausbeute beim Zusammenbruch über den Brenner in Sicherheit brachte.

WIEN, im Jänner 1923.

DR. JULIUS PIA

Kustos an der geologisch-palaeontologischen Abteilung
des Naturhistorischen Museums in Wien.

Inhaltsübersicht.

Einleitung	1
Literaturliste	7
A. Tektonische Beschreibung	
	10
I. Der Nordrand	10
II. Falten	14
A. Die Lavaronemulde und das Gebiet nördlich und östlich von ihr	14
B. Die Col Meneghiniflexur	19
C. Die Sieben Gemeindenflexur	22
D. Faltungserscheinungen zwischen dem Westende der Sieben Gemeindenflexur und Rovereto.	29
E. Die Marosticaflexur und das Gebiet unmittelbar nördlich von ihr	31
1. Die Antiklinale von Recoaro	32
2. Die Marosticaflexur	32
a) Zwischen Brenta und Astico	33
b) Westlich des Astico	34
α) Zwischen Astico und Timonchio	35
β) Zwischen Timonchio und Gogna	36
γ) Zwischen Gogna und Agno	37
d) Zwischen Agno und Illasi	39
e) Westlich des Illasi	40
ζ) Rückblick	41
F. Die Corno d'Acquigliflexur	41
G. Faltungen südlich der Marostica- und Corno d'Acquigliflexur	42
1. Östlich des Astico	42
Westlich des Astico	42
III. Brüche	45
A. Brüche östlich des Assatales	45
B. Die Dosso- und Paradisobrüche	47
C. Brüche der Gegend von Vezzena	51
D. Die Seluggio-Lavaronebrüche	54
E. Die Plaut-Lavaronebrüche	60
F. Die Cornetto-Scanucchiobrüche	65
G. Die Sarta-Besenellobrüche	67
H. Die Col Santo-Volanobrüche	71
I. Die Zugnabrüche	77
K. Bianconeeinbrüche	78
L. Übersicht der Brüche der südlichen Lessinischen Alpen.	79
a) Die Schiolinie	79
b) Brüche östlich der Schiolinie	81

c) Brüche westlich der Schiolinie bis zum Alponebruch	82
α) Im Becken von Posina	82
β) Im Becken von Recoaro und Valli dei Signori	83
γ) Im Vicentinischen Tertiärgebiet	87
d) Brüche zwischen Illasi und Fumane	88
e) Die Brüche des Pastellozuges	89
IV. Die Grundzüge des Bauplanes	90
B. Zusammenfassungen und Schlußfolgerungen	
	95
I. Die räumliche Verteilung der Stärke der Faltung	100
1. Vergleich der Intensität der Hauptflexuren	100
2. Die Richtung der Faltung	115
a) Grundlagen der statistischen Behandlung der Fallzeichen	116
b) Die allgemeine Schichtneigung	133
c) Das Faltungsdiagramm.	156
α) Die wesentlichen Eigenschaften des Faltungsdiagrammes	156
β) Berechnung der Hauptachse des Faltungsdiagrammes	162
γ) Der mathematische Ausdruck für das Auftreten von Nebenfaltungsrichtungen	174
δ) Ausgestaltung der Diagrammzeichnung	179
ε) Einige weitere Beispiele	181
ζ) Die Ausgleichung störender Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der Fallzeichen	193
η) Eine Probe.	198
d) Übersicht des Faltungszustandes des nördlichen Teiles der Lessinischen Alpen	207
e) Die Beziehungen zwischen Fallrichtung und Fallwinkel	210
3. Die Änderung des Faltungszustandes von O nach W	218
4. Zusammenfassung und Ergebnisse	226
a) Die Methode	226
b) Die bisherigen Ergebnisse	227
c) Judikarische und lessinische Faltung	227

Der **zweite Teil** der Arbeit soll folgende Hauptabschnitte enthalten:

- II. Die räumliche Anordnung der Brüche.
- III. Die Natur der Flexuren.
- IV. Die Natur der Brüche und ihre Beziehungen zu den Falten.
- V. Die zeitlichen Verhältnisse der Gebirgsbildung.
- VI. Anhang. Die Basaltgänge.
- Index und Formelverzeichnis.

Einleitung.

Die Aufnahmen, auf denen diese Arbeit beruht, habe ich in den Jahren 1917 und 1918, vorwiegend als Kriegsgeologe der 10. und 11. österreichisch-ungarischen Armee, gemacht. Bei den zahlreichen Streifzügen, die ich in dem ganzen nördlichen Teil der Lessinischen Alpen unternommen habe und unter denen alle Übergänge zwischen rein militärischen Märschen und rein geologischen Exkursionen vertreten waren, galt mein wissenschaftliches Interesse in erster Linie den stratigraphischen und chorologischen Verhältnissen des jüngeren Mesozoikums. Ich habe diesen Gegenstand in einem Vortrag vorläufig behandelt, dessen Kenntnis auf den folgenden Seiten vorausgesetzt sein wird. (Vgl. Literaturliste unter Pia: Lückenhaftigkeit.) Die abschließende Darstellung der Stratigraphie kann, besonders wegen des reichen Fossilmaterials, das durchgearbeitet werden muß, erst in einem späteren Zeitpunkt gegeben werden.

Natürlich habe ich im Terrain aber auch viele Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse und die Störungen der Schichten angestellt. Mein besonderes Augenmerk galt hier ursprünglich der Frage, ob irgend welche tangentialen Bewegungen nachweisbar sind, durch die die ursprüngliche Anordnung der Facies eine wesentliche Veränderung erfahren hat, wie dies beispielsweise bei den juvavischen Deckschollen der nördlichen Kalkalpen der Fall ist. Diese Frage kann für das ganze von mir untersuchte Gebiet und wohl für die Lessinischen Alpen überhaupt mit voller Sicherheit verneint werden. Wie dies zu gehen pflegt, gewannen im Laufe der Studien auch die tektonischen Erscheinungen immer mehr selbständiges Interesse für mich, so daß es mir schließlich angebracht schien, eine gesonderte Darstellung von ihnen zu geben. Das wurde um so unvermeidlicher, nachdem der allgemeine Teil meiner Arbeit allmählich einen ursprünglich keineswegs beabsichtigten Umfang angenommen hatte.

In den Grundzügen ist das Ergebnis meiner Untersuchung eine Bestätigung von Bittners Auffassung des Baues der Lessinischen Alpen, wie er sie abschließend besonders in seinem Aufnahmebericht aus Judicarien niedergelegt hat¹⁾. Die von mir verfochtenen Gedanken sind also größtenteils nicht neu. Um aber die tektonische Theorie einer Region sicher zu begründen, ist es notwendig, möglichst viele Detailbeobachtungen zusammenzustellen und alle älteren Mitteilungen zu kritisieren und zu berücksichtigen. Je größer die Menge der so zusammengebrachten Tatsachen ist, desto geringer wird die Wahrscheinlichkeit, daß zwei verschiedene Deutungsweisen ihnen gleich gut entsprechen oder daß bei weiterer Vermehrung unserer Kenntnisse ein Widerspruch gegen die früher abgeleitete Erklärung entsteht. Eine solche systematische Darstellung der Tektonik der Lessinischen Alpen lag bisher nicht vor, weshalb denn auch Bittners Auffassung trotz seines berechtigten, außerordentlich hohen Ansehens keineswegs allgemein angenommen war. Freilich ist auch meine Arbeit nicht ganz eine tektonische Detailaufnahme im heutigen Sinne. Dazu war meine Zeit und vor allem meine Bewegungsfreiheit doch eine zu beschränkte. In das untersuchte Gebiet nach dem Krieg zurückzukehren, war mir aus äußeren und inneren Gründen nicht möglich: Gerade diese teilweise Unvollständigkeit meiner Beobachtungen zwingt mich zu um so größerer Ausführlichkeit in der Darstellung, um das, was an Tatsachen

¹⁾ Vgl. Bittner: Judicarien, bes. S. 363 bis 367.

feststeht, genau zu bezeichnen. Es war mein vorzüglichstes Bestreben, in dieser Hinsicht ganz klar zu sein und nirgends die Unbestimmtheit des Wissens durch Unbestimmtheit des Ausdruckes zu verbergen. In vieler Beziehung bildet meine Arbeit eine westliche Fortsetzung der „Alpi orientali“ von Dal Piaz. Es freut mich sehr, feststellen zu können, daß trotz einer gewissen Änderung des tektonischen Charakters von O nach W unsere Ergebnisse sehr gut zusammenpassen.

Aus dem schon angeführten Grund schien es mir nützlich, auch den mir persönlich unbekanntem südlichen Teil der Lessinischen Alpen nicht ganz außer Betracht zu lassen. Manche Abschnitte dieser Region sind schon sehr gut und genau beschrieben. Für andere fließen die Quellen noch recht spärlich. Ob ich in der tektonischen Ausdeutung der mir vorliegenden Beschreibungen und Karten nicht manchmal zu weit gegangen bin, wird wohl erst die Zukunft lehren.

Unter dem Ausdruck „Lessinische Alpen“ verstehe ich in Übereinstimmung mit N. Krebs das ganze Bergland zwischen der Etsch, der Fersina, der Brenta und der Poebene. Die Bedeutung des Namens ist also etwas enger, als die der „Vicentinischen Alpen“ bei A. Böhm, der den Stock des M. Grappa östlich der Brenta noch mit einschließt, aber wesentlich weiter, als die „Monti Lessini“ in der italienischen Literatur meist verstanden werden, wo man nur das Gebirge südlich des Passo della Lora so zu nennen pflegt. Um eine bequemere Ausdrucksweise zu gewinnen, wird es notwendig sein, sich über eine Unterteilung der Lessinischen Alpen zu einigen, die meines Wissens noch nie in einer systematischen Weise versucht worden ist. Ich unterscheide folgende Berggruppen:

1. Den ganzen NO meines Aufnahmegebietes nimmt das Kempelplateau ein, das bis zum Assatal, der Senke von Asiago und Gallio und bis zur Val Frenzela reicht. Einige Berggruppen innerhalb dieses großen Gebirgsabschnittes, die eine gewisse Selbständigkeit behaupten, verdienen besonders benannt zu werden. Es sind dies

die Lissergruppe östlich der Val Gadena und der Ebene von Marcesina,
die Melettagruppe zwischen Gadena- und Campo Mulotal,
das Manderiolo-plateau westlich der Valle und Porta Lenzuola und
der Armenterrarücken.

2. Südlich der Senke von Asiago liegt zwischen dem Astico und der Brenta das Cengiplateau, das zum Hügelland der Marostica abfällt.

3. Den Raum zwischen Assa, Val Torra und einem Stück des Astico bezeichne ich als Verena-plateau.

4. Daran schließt sich im NW das Lavarone-plateau, das von der Centaschlucht, dem Sattel von Carbonare und dem oberen Asticotale begrenzt wird. Es wird durch den Rio torto in zwei Teile zerlegt, das eigentliche Lavarone-plateau im W und das Plateau von Lusern im O.

5. Zwischen Valsorda und Folgaria, Etschtal und Centatal liegt das Scanucchio- oder Scanuppioplateau.

6. Den nördlichsten Vorsprung der Lessinischen Alpen bis zum Fersinbach bildet der Rücken der Marzola.

7. Das Campomolon-plateau wird von der Etsch, dem Terragnolotal, Posinatal, Asticotale und Roßbachtal begrenzt. Durch den Sattel von Serrada gliedert sich im W der Finocchio ab, durch den Venapaß und das Rio freddotal im O das Tonezzaplateau.

8. Zwischen den beiden Lenobächen, nördlich des Piano della Fugazza und westlich des Colle di Xomo, liegt das Pasubiomassiv.

9. Die wohlabgegrenzte Berggruppe östlich des Colle di Xomo, zwischen Posina und Leogra, bezeichne ich als Cogologruppe.

10. Das Bergland zwischen Val Ronchi und Vallarsa, nördlich des Passo della Lora und westlich des Passo Xon, ist in der italienischen Literatur bereits als die Postagruppe bekannt. Ihren Nordausläufer bildet der Zugnarücken, den man am besten mit dem Passo Buole beginnen läßt.

Für die Einteilung der südlichen Berge steht es mir nicht zu, Vorschläge zu machen, da ich sie nicht durch Augenschein kenne. Es wird für unsere Zwecke auch genügen, die dortigen Lokalitäten durch ihre Lage zwischen den parallelen Haupttälern, die das Gebiet gegen S entwässern, zu bestimmen.

Die Schreibung der geographischen Namen ist in den Lessinischen Alpen ungemein schwankend. Ich werde mich nach der österreichischen Spezialkarte richten. Auf diese beziehen sich auch alle meine Ortsangaben, soweit nichts anderes bemerkt ist. Nur wo sie zur genauen Bezeichnung nicht ausreicht, verweise ich auf die österreichische Karte 1:25.000, die sogenannten Sektionskopien. Es ist aber auch in diesen Fällen in der Regel eine beiläufige Ortsbestimmung nach der Spezialkarte beigefügt.

Die von mir bei meinen Untersuchungen aufgenommene Karte wird auf den Blättern „Schio“ und „Bassano“ der geologischen Karte 1:100.000, die das Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque in Venedig herausgibt, enthalten sein. Nach deren hoffentlich nicht fernem Erscheinen wird die vorliegende Arbeit erst voll verständlich sein.

Auf die stratigraphischen Verhältnisse der untersuchten Berge kann ich an dieser Stelle nicht eingehender zurückkommen. Es scheint mir aber nützlich, wenigstens eine tabellarische Übersicht der Schichtfolge mit ganz kurzen Erläuterungen der tektonischen Beschreibung vorzustellen. Sie bezieht sich nur auf den nördlichen, mir persönlich bekannten Teil der Lessinischen Alpen.

Tabelle 1.

Vorläufige Übersicht der Schichtfolge der nördlichen Lessinischen Alpen.

Mitteloazän	Schichten von Gallio		
Untereozän	Nummulitenkalke		
Oberkreide	Scaglia		
Mittelkreide	Grauer Biancone		Dolomit
Unterkreide	Weißer Biancone		
Obertithon	Majolica		
Untertithon	Rote Knollenkalke		
Kimmeridge	Hornsteinschiefer		
Oxford			
Kelloway	Bunte Oberjurakalke		
Bathonien			
Bajocien	Doggeroolith		
Aalenien			
Toarcien	Noriglioschichten	Frizzoneschichten	
Charmouthien	Liasoolith		
Sinemurien			
Hettangien	Zugnakalk	Verenakalk	
Rhätische St.	Grenzdolomit		
Norische St.	Hauptdolomit		

Kurze Charakteristik der einzelnen Gesteine.

1. Der Hauptdolomit ist meist deutlich grau, sehr fein kristallin und führt reichlich *Turbo solitarius*.
 2. Der Grenzdolomit unterscheidet sich von ihm durch zuckerkörnige Beschaffenheit, weiße Farbe und gänzlichen Fossilmangel. Die Trennung ist im Handstück nicht immer möglich, da beide Gesteinstypen in einer breiten Grenzzone miteinander wechsellagern, im Terrain aber meist gut durchführbar. Die jüngeren, jurassischen Dolomite sind von dem rhätischen faziell nicht sicher zu unterscheiden. Manchmal sind sie mehr grünlich. Der Bianconedolomit ist oft an den Hornsteinen kenntlich.
 3. Verenaalk. Sehr helle, wohlgebankte Kalke mit Fossilien des unteren Unterlias. Recht mächtig, aber nur lokal entwickelt.
 4. Ungefähr gleich alt ist der Zugnakalk der Gegend von Rovereto, der sich faziell durch dunklere Färbung und das Auftreten grauer Oolithe unterscheidet.
 5. Lias-Oolith. Meist sehr helle, wohlgebankte Oolithe, stellenweise mit massenhaften Atractiten.
 6. Noriglio-Schichten. Dunkelgraue, tonreiche, plattige oder wulstige Kalke mit starken dunklen Schieferzwischenlagen. *Lithiotis*-Bänke besonders im hangenden Teil. Oolithe fehlen. Die Noriglioschichten sind auf den westlichen Teil des Gebietes beschränkt. Im O werden sie und wohl auch die angrenzenden Niveaus vertreten durch die
 7. Frizzoneschichten. Wechsellagerung von hellen Oolithen, weißen oder braunen Kalken und hellgrauen, kristallinen Dolomiten.
 8. Dogger-Oolith. Er ist nur in der Gegend westlich von Lavarone bis zur Etsch entwickelt. Faziell ist er vom Liasoolith nicht sicher zu unterscheiden. An Fossilien führt er aber besonders Seeigeln, auch Brachiopoden und Chaeteten.
 9. Bunte Oberjurakalke. Rote und gelbe, manchmal auch weiße, ziemlich mächtig gebankte Kalke mit Ammoniten. Besonders im liegenden Teil rote Krinoidenkalke. Hier auch linsenförmige Einlagerungen von Posidonien-Lumachellen.
 10. Hornsteinschiefer. Rote, tonige, kieselige Schiefer und reine rote Hornsteinbänke. Je nach der Gegend überwiegt das eine oder das andere Gestein. Gegen S keilt die ganze, sehr fossilarme Bildung aus.
 11. Rote, plattige Knollenkalke mit reicher Ammonitenfauna, Pygopen, Seeigeln usw.
 12. Majolica. Gebankte weiße Kalke mit Ammoniten und Pygopen, mit oder ohne rote Hornsteine.
 13. Biancone. Der liegende Teil, der der Unterkreide angehört, ist nur schwach mergelig, fast rein weiß. Er führt dunkelgraue Hornsteine und nicht selten gut erhaltene Ammoniten. Der hangende Teil ist ärmer an Fossilien und Hornsteinen, tonreicher, meist deutlich grau gefärbt.
 14. Scaglia. Sie ist nicht immer leicht vom Biancone zu unterscheiden. An Stellen typischer Entwicklung ist sie hell rötlich, ziemlich mergelig und führt Seeigel und Inoceramenbruchstücke. Hochrote Scaglia kommt in dem kartierten Gebiete nicht vor.
 15. Nummulitenkalk. Nur eine ganz kleine Partie östlich Folgaria. Zwischen zwei Kalkniveaus sind Basalttuffe eingeschaltet.
 16. Das Mitteleozän von Gallio besteht vorwiegend aus teils harten, teils mürben Sandsteinen mit Bivalvensteinkernen. Nach Munier-Chalmas und Fabiani treten an der Basis Orbitolitenkalke auf. Ob das Untereozän hier fehlt oder nur schlecht entwickelt und aufgeschlossen ist, steht noch nicht fest²⁾.
- Für die richtige Beurteilung der tektonischen Verhältnisse, besonders der Sprunghöhe der Brüche und Flexuren, ist es sehr wichtig, von der Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder eine möglichst genaue Vorstellung zu haben. Da die Mächtigkeit bei allen Gesteinen beträchtlichen lokalen Schwankungen unterliegt, wird es

²⁾ Siehe Fabiani: Terreni terziari, S. 75.

das beste sein, alle meine wichtigeren Beobachtungen darüber, die sich übrigens nur auf den Jura beziehen, in Gestalt einer Tabelle mitzuteilen. Die Bestimmung der Mächtigkeit beruht meist nur auf Schätzung. Die Zahlen dürften eher zu klein als zu groß sein. Nur die großen Maßzahlen im Lias wurden nach der Karte ermittelt. Leider war dies bloß an wenigen Stellen und nicht für alle Liasgesteine möglich.

Tabelle 2.

Mächtigkeiten der Juragesteine in den nördlichen Lessinischen Alpen.

	Frizzoneschichten	Norigioschichten	Doggeroolith	Bunte Jurakalke	Hornsteinschiefer	Rote Knollenkalke	Majolica
1. Lissergruppe.							
Linke Seite der Val Gadena an der Straße					4	8	4
An der Straße nordöstlich des Lissergipfels. nördlich				4		4	7
Östlich Tana nördlich des Lisser				4			
Östlich Stonar bei Tana					15	3	
Linke Seite der Valle di Brentani bei Frizzone					15		
Im Tal gerade östlich des M. Brostolai				? 4	8	3	
Ostseite des Passo la Forcella						4	
Östlich des Col di Val d'Antenne					20	4	
Val Brutta, südlich der Malga					15		
2. Melettagruppe.							
Von der Mga. Lora nach W				? 4	6	6	5
Rechte Seite der Val Miela, an der Straße.				3	1	5	
Ausgang des Campo Mulotales				7			
Westlich des Gipfels des M. Meletta di Gallio	90			10			
3. Kempelplateau i. e. S.							
Nordöstlich der Malga Lagossimo				4			
An der Straße zw. Ost. alla Barricata u. d. alten Reichsgrenze		2-5					
Nördlich Xebbo		3-8					
Nordwestlich Xebbo	20			5	? 6	5	6
M. Interrotto, gerade westlich von Bosco				? 3	0	? 8	10
4. Manderiolo-plateau.							
An der Straße östlich Marcai di sopra			0	2	3	4	
Steinbruch an der Assasträße östlich Vezzena			0	8	? 2		

	Frizzoneschichten	Norigioschichten	Doggeroolith	Bunte Jurakalke	Hornsteinschiefer	Rote Knollenkalke	Majolica
5. Verena-plateau.							
Assaschlucht bei Roana		6		20			
In der Val di Martello an der Straße westlich Mezzaselva			0		7		
Nördlicheres Juraprofil an der Straße nördlich Valle			9		0	1·5	8
Südlicheres Juraprofil an der Straße nördlich Valle			0	3·5	0		8
6. Lavarone-plateau.							
Südöstlich Mga. Cima di Verle			0	4	3	2	
An der Straße nordöstlich der Mga. Zochi				3	4		
Straßeneinschnitt östlich M. Rover, gegen Vezzena			30	2·5	3	5	
Am Weg von M. Rover nach Lusern				4	5	7	10
P. 1548 nordöstlich Lusern		250	0	3 ?			
An der Straße nordöstlich Wirti b. Chiesa			12				8
An der Straße von Carbonare gegen Nosellari						5	
7. Schanucchi-plateau.							
Nördlicher Teil des Kreuzleitkammes			40		5	7	9
Steinbruch östlich Fontani bei Mezzomonte						7	3
8. Campomolon-plateau.							
An der Straße b. d. Mga. Zolle di fuori			0	6	0	2	
Südwestlich der Mga. Pioverna alta			10	10	0	5	
Val fredda, westlich des Raut			13				
Asticotol südlich Tezzeli					3		
9. Finocchio.							
An der Straße südwestlich Serrada				12	3 ?	4	8 ?
Gleich östlich Trigon. 1603					5	6	
Rechte Talseite südlich Volano, gegenüber Praolini .					4	5	7
Straßenbiegung südwestlich des Friedhofes von Volano					2·5	5	5
10. Pasubiomassiv.							
P. 2125 südöstlich des Col Santo		200					

Die Schichtstörungen lassen sich, u. zw. in dem untersuchten Gebiet recht scharf, in zwei Hauptgruppen einteilen, Brüche und Falten. Bei den Brüchen ist der Zusammenhang jeder einzelnen Schicht durchtrennt, eine Änderung der Neigung der Schichtflächen dagegen besteht höchstens in sekundärer Weise, in Gestalt der Schleppung. Es gehören hieher die Verwerfungen, die Blattverschiebungen und die Scherungsüberschiebungen. Bei den Falten ist der Zusammenhang der einzelnen Gesteinslagen — abgesehen von der sekundären Erscheinung der Verschleifung und Zerziehung — gewahrt, die Neigung der Schichten weist dagegen eine mehr oder weniger kontinuierliche Änderung auf. Hieher sind die gewöhnlichen Falten, die Überfalten und die Flexuren zu rechnen. Da die beiden Hauptgruppen von Störungen in den Lessinischen Alpen, wie gesagt, gut zu unterscheiden sind, sollen sie in getrennten Kapiteln besprochen werden. Eine Ausnahme bildet der Nordrand des Gebirges. Hier treten die beiden Typen von Dislokationen in so innige räumliche Beziehung zueinander, daß eine getrennte Erörterung unmöglich wird. Dieser Region wurde deshalb ein besonderes kleines Kapitel, in dem die sonst befolgte Einteilung durchbrochen ist, gewidmet.

Verzeichnis der wichtigsten Literatur.³⁾

- G. v. Arthaber:** Die Fossilführung der anisichen Stufe in der Umgebung von **Trient**. (Jahrb. Geol. Reichsanstalt, Wien 1915, vol. 65, S. 239.)
- A. Bittner:** Die Tertiärbildungen von **Bassano** und Schio. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1877, S. 207.)
- A. Bittner:** Das Alpengebiet zwischen **Vicenza** und **Verona**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1877, S. 226.)
- A. Bittner:** Vorlage der Karte der **Tredici Comuni**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1878, S. 59.)
- A. Bittner:** Das Tertiär von **Marostica**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1878, S. 127.)
- A. Bittner:** Der geologische Bau des südlichen **Baldo-Gebirges**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1878, S. 396.)
- A. Bittner:** Über die geologischen Aufnahmen in **Judicarien** und Val Sabbia. (Jahrb. Geol. Reichsanstalt, Wien 1881, vol. 31, S. 219.)
- A. Bittner:** Bericht über die geologischen Aufnahmen im Triasgebiete von **Recoaro**. (Jahrb. Geol. Reichsanstalt, Wien 1883, vol. 33, S. 563.)
- K. Boden:** Die geologischen Verhältnisse der **Veroneser Alpen** zwischen der Etsch und dem Tale von Negrar. (Beitr. Pal. Geol. Österr.-Ung. Or., 1908, vol. 21, S. 179.)
- A. Böhm:** Einteilung der **Ostalpen**. (Pencks Geogr. Abhandl., 1887, vol. 1, S. 235.)
- E. Böse** und **H. Finkelstein:** Die mitteljurassischen Brachiopodenschichten bei **Castel Tesino** im östlichen Südtirol (Zeitschr. Deutsch. geol. Gesellsch., 1892, vol. 44, S. 265.)
- D. Dal Lago:** Note geologiche sulla **Val d'Agno**. (Valdagno 1899.)
- D. Dal Lago:** **Note illustrative** alla carta geologica della Provincia di Vicenza. (Vicenza, Club Alp. It., 1903.)
- G. Dal Piaz:** Le **Alpi Feltrini** (Mem. Ist. Veneto, 1907 vol. 27, Nr. 9.)
- G. Dal Piaz:** Studi geotettonici sulle **Alpi Orientali** (Regione fra il Brenta ed il lago di Sa. Croce). (Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 1912, vol. 1, p. III.)
- C. Diener:** Bau und Bild der **Ostalpen** und des Karstgebietes. (Bau und Bild Österreichs, II. Teil, Wien und Leipzig 1903.)
- R. Fabiani:** Sulla costituzione geologica delle colline di **Sarcedo** nel Vicentino. (Atti Ist. Veneto, 1906/07, ser. 8 vol. 9, II, p. 407.)
- R. Fabiani:** Nuove osservazioni sul Terziario fra il **Brenta e l'Astico**. (Atti Ac. Sc. Veneto-Trentino-Istria, Padova 1912, ser. 3, vol. 5, p. 94.)
- R. Fabiani:** La **regione montuosa** compresa fra Thienne, Conco e Bassano, nel Vicentino. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1912, Pubbl. Nr. 41 e 42.)
- R. Fabiani:** I bacini dell'Alpone, del Tramigna e del Prognò d' Illasi nei **Lessini medi**. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1913, Pubbl. Nr. 44 e 45.)
- R. Fabiani** e **G. Stefanini:** Monografia sui **terreni terziari** del Veneto. (Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 1915, vol. 3.)
- R. Fabiani** e **G. Stefanini:** Sopra la natura e la distribuzione delle **rocce terziarie** della Venezia. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1916, Pubbl. Nr. 66.)

³⁾ Die Schlagworte, unter denen die Arbeiten im Text zitiert werden, sind durch **fetten** Druck hervorgehoben.

- R. Fabiani:** Idrografia del bacino del **Bacchiglione**. Parte I^a. Cenni geologici e struttura tettonica. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1920, Pubbl. Nr. 77.)
- R. Fabiani:** Idrografia del bacino dell'**Agno—Guà**. Parte I^a. Struttura geologica. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1920, Pubbl. Nr. 78.)
- R. Fabiani:** La regione del **Pasnbio**. (Bacini del Leogra, del Timonchio e del Posina e parti superiori del Leno di Vallarsa e del Leno di Terragnolo. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1920, Pubbl. Nr. 110.)
- R. Fabiani:** Idrografia del bacino dell'**Adige**, Regione Lessinea. Parte I^a. Struttura geologica. (Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia 1921, Pubbl. Nr. 79-C.)
- R. Fabiani:** Il Terziario del **Trentino** (Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 1919/22, vol. 6, Nr. 5.)
- R. v. Klebelsberg:** Die Fortsetzung der „**Schio-Linie**“ nach Südtirol. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1918, S. 247.)
- R. v. Klebelsberg:** Zur Morphologie der **Lessinischen Alpen**. (Ostalpine Formenstudien, herausgegeben von F. Levy, Berlin, Bornträger, Abt. 3, Heft 1, 1921.)
- N. Krebs:** Länderkunde der **Österreichischen Alpen**. (Bibliothek länderkundlicher Handbücher, herausgegeben von A. Penck, Stuttgart 1913.)
- L. Maddalena:** Osservazioni geologiche sopra il tracciato della ferrovia **Schio—Recoaro** (Giorn. geol. prat., Perugia 1906, vol. 4, p. 99.)
- L. Maddalena:** Osservazioni geologiche sul **Vicentino** e in particolare sul bacino del Posina. (Boll. soc. geol. Ital., 1906, vol. 25, p. 659.)
- E. v. Mojsisovics:** Die **Dolomitriffe** von Südtirol und Venetien. (Wien 1879.)
- F. Molon:** I **Colli Borici** del Vicentino. (Boll. soc. geol. Ital., 1882, vol. 1, p. 47.)
- A. Negri:** Le valli del Leogra, di Posina, di Laghi e dell' Astico, nel Vicentino; **appunti geologici**. (Boll. Com. geol. d' Ital. 1884, vol. 15, p. 33 e 81.)
- E. Nicolis:** **Note illustrative** alla carta geologica della Provincia di Verona. (Verona 1882.)
- E. Nicolis:** Geologia e idrologia della **Regione Veronese**. (Aus Conte L. Sormani-Moretti: Provincia di Verona. Verona 1900.)*
- M. Neumayr:** Aus den **Sette Comuni**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1871, S. 165.)
- G. Omboni:** Le nostre **Alpi** e la pianura del Po. Descrizione geologica del Piemonte, della Lombardia, del Trentino, del Veneto e dell' Istria. Appendice alla Geologia dell' Italia. (Milano 1879.)
- P. Oppenheim:** Die **Priabonaschichten** und ihre Fauna, im Zusammenhange mit gleichaltrigen und analogen Ablagerungen vergleichend betrachtet. (Palaeontographica, 1900/01, vol. 47.)
- P. Oppenheim:** Über die Überkippung von **S. Orso**, das Tertiär des Tretto und Fauna wie Stellung der Schioschichten. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1903, vol. 55, S. 98.)
- P. Patrini:** Studio geologico delle colline di **Chiuppano** nel Vicentino. (Rendic. Ist. Lombardo, Milano 1902, ser. 2, vol. 35, p. 659.)
- J. Pia:** Zur Frage der **Lückenhaftigkeit** des alpinen Jura, besonders in den Lessinischen Alpen. (Mitt. Geol. Gesellsch., Wien 1919, vol. 12, S. 116.)
- A. Rothpletz:** Ein geologischer **Querschnitt** durch die Ostalpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. (Stuttgart 1894.)
- K. Freih. v. Schauth:** Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von **Recoaro** im Vicentinischen. (Sitzungsbericht Ak. Wissensch., math.-nat. Kl., Wien 1855, vol. 17, S. 481.)
- C. de Stefani:** Sunto geologico dei **Sette Comuni** nel Vicentino. (Boll. soc. geol. Ital., 1911, vol. 30, p. 433.)
- E. Sueß:** Über die Äquivalente des **Rothliegenden** in den Südalpen. (Sitzungsberichte Ak. Wissensch., math.-nat. Kl., Wien 1868, vol. 57, Abt. 1, S. 230.)
- E. Sueß:** Über die Gliederung des Vicentinischen **Tertiärgebirges**. (Sitzungsberichte Ak. Wissensch., math.-nat. Kl., Wien 1868, vol. 58, Abt. 1, S. 265.)
- E. Sueß:** Das **Antlitz der Erde**. I. Band. (Prag und Leipzig 1885.)
- T. Taramelli:** Monografia stratigrafica e paleontologica del **Lias** nelle Provincie Venete. (Atti Ist. Veneto, ser. 5, vol. 5, Appendice. Venezia 1880.)
- T. Taramelli:** Geologia delle **Provincie Venete**. (Mem. Acc. Lincei Roma, Classe sc. fis. mat. e nat., ser. 3, vol. 13, 1882.)
- T. Taramelli:** Di alcuni **scoscendimenti** nel Vicentino. (Boll. soc. geol. Ital., 1899, vol. 18, p. 297.)

*) Diese vielleicht nicht unwichtige Arbeit vermochte ich mir nicht zu verschaffen.

- A. Tornquist:** Das vicentinische **Triasgebirge**. Eine geologische Monographie. (Stuttgart 1901.)
- G. B. Trener:** Über ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des **M. Agaro** in Valsugana. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1909, S. 162.)
- M. Vacek:** Die **Sette Comuni**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1877, S. 211.)
- M. Vacek:** **Vorlage der Karte** der Sette Comuni. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1877, S. 301.)
- M. Vacek:** Vorlage der geologischen Karte der Umgebung von **Trient**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1881, S. 157.)
- M. Vacek:** Über die geologischen Verhältnisse des obersten **Val Sugana**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1896, S. 459.)
- M. Vacek:** Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von **Roveredo**. (Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien 1899, S. 184.)
- M. Vacek:** **Erläuterungen** zur Geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder, SW-Gruppe Nr. 88 „Trient“ und 96 „Rovereto—Riva“. (Geol. Reichsanstalt, Wien 1911.)

Selbständig erschienene Karten:

- A. Bittner:** Blatt „Avio und Valdagno“ 1:75000. Handschriftliche geologische Karte an der Geol. Reichsanstalt in Wien.
- A. Negri:** Carta geologica della provincia di Vicenza. 1:100.000. 1901.
- E. Nicolis:** Carta geologica della provincia di Verona. 1:75.000. 1882.
- G. B. Trener:** Blatt „Borgo und Fiera di Primiero“. (Geologische Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-ung. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 89, Geol. Reichsanstalt, Wien 1909.)
- M. Vacek:** Blatt „Trient“ und Blatt „Rovereto und Riva“. (Ebendort, SW-Gruppe Nr. 88 und 96, Wien 1903.)

Nachtrag.

Während des Druckes sind mir noch folgende einschlägige Arbeiten zugekommen:

- O. de Pretto:** Le due faglie di Schio. Studi di geologia dei monti di Schio. (Boll. soc. geol. Ital. vol. 39, 1920, p. 255, Roma 1921).
- R. Fabiani:** I Bacini del Terragnolo, della Vallarsa, di S. Valentino e di Ronchi (Trentino). (Pubbl. No. 118 Uff. Idrogr. R. Mag. alle Acque, Venezia 1922).

Meine Darstellung zu ändern, bin ich durch diese Schriften nicht gezwungen.

A. Tektonische Beschreibung.

In diesem ersten Hauptabschnitt meiner Arbeit will ich versuchen, unsere Kenntnisse von der Tektonik der Lessinischen Alpen möglichst übersichtlich zusammenzustellen. Sowohl meine eigenen als auch fremde Beobachtungen sollen herangezogen werden. Jene werden ausführlicher, diese nur ganz knapp dargelegt werden. Die so bereitgestellte Menge von Tatsachen wird der zweite Hauptteil der Untersuchung nach mehreren Gesichtspunkten synthetisch zu begreifen trachten.

I. Der Nordrand.

Das Fersinatal und die Val Sugana sind mir leider nur äußerst flüchtig und an wenigen Stellen selbst bekannt. Die Literatur über diese Gegend ist allerdings besonders reich. Trotzdem ist es nicht möglich, sich an ihrer Hand ein in allen Einzelheiten deutliches Bild vom tektonischen Bau zu machen. Da aber die hier verlaufenden Störungen in mancher Hinsicht, besonders auch für das Verständnis der Morphologie der Lessinischen Alpen, von Wichtigkeit sein dürften, soll doch der Versuch unternommen werden, eine wenn auch nur bei-läufige und hypothetische Vorstellung von ihnen zu gewinnen. Übrigens haben wir von R. Schwinner neue Mitteilungen über diese Gegend zu erhoffen, durch die manches, was jetzt unentschieden bleiben muß, geklärt werden wird.

Als Ausgangspunkt wählen wir am besten den Armenterrarücken. Mojsisovics hat für diese Stelle zuerst Beschreibung und Profil geliefert¹⁾ und Trener hat sie in neuerer Zeit kartographisch dargestellt²⁾. Beim Aufstieg von Barco am Westende des Armenterrarückens durch den Graben östlich des M. Persico gegen die Cima di Vezzena (= Pizzo di Verle) trifft man nach jenem Autor der Reihe nach folgende Schichten:

1. Graue Liaskalke mit charakteristischen Fossilien.
2. Verschiedene rote Jurakalke.
3. Biancone, steil aufgerichtet.
4. Rote Mergelkalke, wahrscheinlich Scaglia.
5. Wieder Biancone.
6. Sichere Scaglia.
7. Quarzphyllit.
8. ? *Bellerophon*-Schichten. Nicht deutlich aufgeschlossen.
9. Werfener Schichten, ziemlich flach S fallend. (Schiefer, oolitische Kalke und Gips.)
10. Dünne, knollige Mergelkalkbänke des unteren Muschelkalkes.
11. Eine ziemlich mächtige Dolomitstufe.

¹⁾ Dolomitriffe, S. 415. — ²⁾ Blatt „Borgo“.

12. Ein Streifen dunklerer, weicherer Gesteine, knollige und wulstige Kalke und graue Mergel. Raibler Schichten.
13. Dachsteinkalk (wohl richtiger Hauptdolomit).
14. Graue Liaskalke der Kammregion.

Liest man dieses Profil, so wird man unwillkürlich zu der Vermutung gedrängt, daß die Trias von S her auf die Kreide aufgeschoben ist, wobei diese noch eine Schuppung erfuhr. Nur die viel steilere Stellung der Schichten nördlich der Hauptstörung im Vergleich zu denen südlich davon kompliziert das Bild einigermaßen. Mojsisovics an der angegebenen Stelle und ebenso Taramelli in seinem Profil „Provincia Venete“, p. 194, zeichnen die Störung an einem wenig östlicheren Punkt allerdings als einen sehr steil N fallenden Bruch. Ob aber diese Lage beobachtet ist, geht aus dem Text nicht hervor. Ein Stück östlich des oben angeführten Profils von Barco grenzen eozäne Nummulitenkalke gegen Rauhack und Werfener Schiefer. Im Liegenden des Eozäns scheint nach der Darstellung bei Mojsisovics die ganze Serie vom Lias bis zur Kreide verdoppelt zu sein.

Der Armenterrücken ist die östliche Fortsetzung der unteren Serie in dem wiedergegebenen Profil. Die Kammregion besteht aus Hauptdolomit, die jüngeren Schichten liegen auf der Südseite gegen das Tal von Sella zu und stehen ungefähr senkrecht. Zwischen dem Hauptdolomit und dem Porphyrt des M. Zaccan mit seiner Sedimentdecke nimmt Mojsisovics eine Störung, die Fortsetzung der sog. Val Suganalinie, an³⁾. Nach der Karte Treners könnte es sich auch um eine normale Schichtfolge handeln. In der Gegend des Gipfels des M. Armenterra ist die Sachlage also folgende: Ein Schichtpaket, das vom permischen Quarzporphyr bis ins Eozän oder sogar bis zu den Schioschichten (ihre Lagerung ist nicht ganz klar) reicht, bildet mit mittelsteilem Südfallen den Nordhang des Bergrückens und beugt sich auf der Südseite flexurartig senkrecht zum Tal des Trt. Maggio hinab. Dieses wird vorwiegend von Moränen des Valsuganaastes des Etschgletschers bedeckt. Südlich davon erscheint eine flach S fallende Schichtfolge, die meist mit Quarzphyllit beginnt und die sich auf dem Plateau der Sieben Gemeinden wieder bis in die Kreide und das Eozän fortsetzt.

Ehe wir versuchen, die komplizierte Weiterentwicklung dieser relativ einfachen Verhältnisse gegen O zu verfolgen, sei das Wenige zusammengestellt, was sich über ihre westliche Fortsetzung ermitteln ließ. Sehr eigentümlich ist die Art, wie die Schichtfolge südlich S. Giuliana (östlich Caldonazzo) auf dem Kartenblatt „Rovereto und Riva“ durch Vacek dargestellt worden ist. Der Werfener Schiefer würde sich hier zwischen den Schlerndolomit und die karnischen „Zwischenbildungen“ einschalten. Ich konnte nur den Weg vom Hegerhaus nordöstlich M. Rover über das Capitello di Vezena und den M. Calmo in die Val Sugana begehen. Hier hatte ich bei sehr guten Aufschlüssen den Eindruck, daß der Hauptdolomit bis an den Talboden herunter reicht. Dies stimmt auch zur Lagerung, denn während das Einfallen beim Capitello di Vezena noch 35° S ist, mißt man es auf der Süd- und Westseite des M. Calmo an mehreren Stellen ganz gleichmäßig mit 45° N oder N wenig W. Diese Herabbeugung ist es offenbar, die den Hauptdolomit lokal in das Tal bringt. Westlich des Schießstandes von Caldonazzo taucht dann der Muschelkalk wieder auf. Es ist hier nicht der Ort, auf das schwierige und stark gestörte Profil des Centatales einzugehen. Was ich darüber an Beobachtungen sammeln konnte, wird in einem anderen Zusammenhang verwertet werden. Dagegen möchte ich an einige Feststellungen Vaceks in der Umgebung des Caldonazzosee erinnern⁴⁾. Er fand, daß die kristallinen Schiefer auf der Nordseite der Val Sugana von denen südlich des Sees wesentlich verschieden seien. Man könnte sich fragen, ob dies nicht der Ausdruck einer der Tiefenlinie des Tales folgenden Störung ist. Ferner gibt Vacek an, daß die Mächtigkeit und Ausbildung der Werfener Schichten in der Umgebung von Caldonazzo eine äußerst wechselnde ist und daß manchmal der Muschelkalk direkt auf dem Quarzphyllit liegt. Daß dies eine Transgressionserscheinung

³⁾ Dolomitriffe, S. 414. — ⁴⁾ Val Sugana, S. 460 u. 464.

nung sei, scheint mir nicht bewiesen. Es könnte sich gerade so gut um Bewegungen auf den plastischen untertriadischen Schichten handeln, die zu deren teilweiser Ausquetschung geführt haben. Auch der wiederholte Wechsel roter, gipsführender Sandsteine und Schiefer mit gelben bis grauen, kalkigen Schichten, der südlich von Centa auffällt, dürfte wenigstens teilweise tektonisch zu erklären sein. Eine Zeit lang schien es mir möglich, daß der Geländemulde der Valsorda eine wichtigere Störungslinie folgt. Dieser Gedanke muß jedoch gänzlich fallen gelassen werden. Der auf Vaceks Karte hervortretende Gegensatz im stratigraphischen Aufbau der Marzola und des Scanucchio — dort eine mächtige Schlerndolomitmasse, hier ein vorwiegend aus Hauptdolomit zusammengesetztes Gebirge mit nur geringer Entwicklung des Schlerndolomites — besteht in Wirklichkeit nicht, da ich auf dem Kamm der Marzola einen zwar nicht gut erhaltenen, aber doch kennbaren *Turbo solitarius* fand. Das Gesteinsstück gleicht vollkommen dem anstehenden Dolomit. Glazialer Transport dürfte nach der ganzen Lage kaum in Frage kommen, obzwar einzelne erratische Porphyrgerölle in gleicher Höhe auftreten. Südlich des Ortes Valsorda fallen die Schichten des Hauptdolomites ganz allgemein mit 40 bis 50° Neigung gegen N, so daß dieses Gestein bis in das Niveau des genannten Ortes herabgelangt, wo es sich mit dem Dolomit der Marzola verbindet. Die Lagerung ist also ähnlich, wie am M. Calmo und der Zusammenhang ein ununterbrochener. Dagegen sind am Nordende des Marzolarückens zweifellos ganz bedeutende Störungen vorhanden. Leider war es mir nicht möglich, diese in jeder Beziehung hoch interessante Gegend näher zu untersuchen. Doch konnte ich bei einer Begehung des Bahnkörpers Folgendes feststellen: Knapp bevor die Bahn südlich der Haltestelle Ponte alto nach WSW umbiegt, ist der roten Scaglia ein weißer, ganz zerquetschter, sicher triadischer Dolomit aufgeschoben. Die Schubfläche fällt 48° SSW. Die Schichten der Scaglia tauchen vollständig parallel mit der Störungsfläche unter den Dolomit ein. Hier liegt ganz zweifellos eine ziemlich steile, gegen N gerichtete Überschiebung vor.

Wir wenden uns nun der östlichen Fortsetzung der Störungen am Armenterrarücken zu. Über das Gebiet von Borgo haben Sueß⁵⁾, Mojsisovics⁶⁾, Rothpletz⁷⁾, Oppenheim⁸⁾ u. a. berichtet. Im östlichen Teil des Armenterrarückens biegen die steil stehenden jüngeren Schichten allmählich gegen N um. Südsüdwestlich Olle sind als ihr hangendstes Glied noch einmal Nummulitenschichten aufgeschlossen, an die auch hier Quarzphyllit zu stoßen scheint. Mojsisovics gibt an, daß zwischen Phyllit und Tertiär eine kleine Partie von Grödener Sandstein eingeklemmt ist. Auf Treners Karte ist sie nicht ersichtlich. Indem die jüngeren Schichten bei Borgo über das Brentatal streichen, richten sie sich immer steiler auf und überkippen sich zuletzt, so daß sie gegen W fallen. Die Trias wird von den liegenden Teilen her immer mehr reduziert, auch der Jura soll lückenhaft sein. Die überstürzte Schichtpartie bildet nun um die Talweitung von Carzano und Castelnuovo einen sehr merkwürdigen Halbbogen. Von außen, d. h. von W und N, wird sie von Phyllit überschoben. Die Überschiebungsfläche fällt im nördlichen Teil des Bogens, im Profil des Trt. Maso, 20° N. Die Mitte des Bogens wird von relativ ruhig gelagerten Tertiärschichten eingenommen. Sowohl Mojsisovics als Rothpletz nahmen an, daß diese von der überkippten Serie durch einen Bruch getrennt seien. Oppenheim stellt aber ausdrücklich fest, daß vielmehr eine ziemlich rasche, aber bruchlose Umbiegung stattfindet.

Südlich Castelnuovo erscheint auf dem rechten Brentaufer eine neue tektonische Einheit, der von Brüchen begrenzte und auch selbst durchsetzte M. Civaron, der tektonisch tiefer als das Plateau der Sieben Gemeinden, aber höher als das Becken von Carzano liegt. Durch die Miozänschichten der Val Cualba wird er von dem Steilabfall der Sette Comuni getrennt. Wir haben also im Meridian von Carzano folgende tektonische Elemente zu unterscheiden:

1. Die Fortsetzung der Kniefalte der Armenterra. Sie ist hier in eine zusammengeklappte, von Phyllit überschobene Mulde verwandelt.

⁵⁾ Rotliegendes, S. 238; Antlitz der Erde, S. 326. — ⁶⁾ Dolomitriffe, S. 419. — ⁷⁾ Querschnitt, S. 176. — ⁸⁾ S. Orso, S. 113.

2. Die Scholle des M. Civaron.

3. Die Masse der Sieben Gemeinden.

Leider ist es nicht möglich, sich aus der Literatur und den Karten ein vollständiges Bild davon zu machen, wie sich diese tektonischen Einheiten gegen O fortsetzen. Zur Scholle des Civaron rechnet Mojsisovics den M. Lefre nördlich Ospedaletto. Er wird zwar im W durch eine Störung abgeschnitten, die jedoch wahrscheinlich nur von sekundärer Bedeutung ist. Als sicher darf gelten, daß die beiden Seiten der Brentaschlucht von Ospedaletto abwärts einander vollständig entsprechen und zur selben tektonischen Einheit gehören. Die Störungslinie von Sella am Nordfuß der Sieben Gemeinden zieht wohl in die Val Bronzale hinein. Ich vermute, daß sie sich nordöstlich Ospedaletto rasch ausgleicht, wie dies auch Trener's Karte andeutet. Auf der Ostseite der Cima Laste sind die Schichten nach Mojsisovics⁹⁾ gegen O überschlagen, was wohl zweifellos mit dem Herabtauchen der Sieben Gemeindenscholle zusammenhängt¹⁰⁾. Das Mesozoicum und Tertiär der Armenterrascholle scheint östlich von Strigno ein Stück weit vollständig zu fehlen. Ob man annehmen muß, daß es hier ganz überschoben ist und zwischen M. Lefre und Cima d'Astamasse in der Tiefe liegt, läßt sich ohne genaue Untersuchung im Terrain nicht einmal vermuten. Nach Dal Piaz hat die Grenze zwischen dem Cima d'Astagrinit und dem Mesozoicum auch weiter im O den Charakter einer schiefen Falte¹¹⁾. Wir werden wohl annehmen dürfen, daß diese Kniefalte die Fortsetzung der Armenterraflexur bildet. Sie entspricht der Val Suganalinie bei Mojsisovics, die also nach unserer Vermutung tatsächlich eine tektonische Einheit wäre. Von der Belluneserlinie dagegen läßt sich nicht dasselbe behaupten. Von Pieve Tesino nach O ist sie eine gegen S blickende Flexur. In ihrem westlichsten Teil, am Südhang des M. Agaro, ist sie allerdings nach Trener¹²⁾ lokal zerrissen und in eine steile Überschiebung verwandelt. Echte Brüche fehlen nach der entschiedenen Angabe von Dal Piaz¹³⁾ auch in diesem Gebiet. Seit Mojsisovics wurde die Belluneser Linie als die Fortsetzung der Störung von Sella angesehen¹⁴⁾. Ich finde nirgends eine Erörterung darüber, wie dies bei der entgegengesetzten Richtung der Bewegungen vorzustellen ist. Mir scheinen hier zwei Störungen ganz verschiedenen Charakters vorzuliegen. Die Flexur von Belluno dürfte bei Pieve Tesino von der Val Suganalinie abzweigen.

Zusammenfassend möchte ich also die Vermutung aussprechen, daß wir am Nordrand der Lessinischen Alpen zwei Arten von Störungen zu unterscheiden haben:

1. Gegen S gerichtete Flexuren von ganz demselben Typus, wie die aus dem südlichen Teil des Gebirges noch zu beschreibenden. Hieher gehört die Armenterraflexur, die sich wahrscheinlich in den Südrand der Cima d'Astamasse gegen O fortsetzt und die Linie von Belluno.

2. Die Störungslinie Ospedaletto—Sella—Ponte alto, an der die Lessinischen Alpen steil gegen N überschoben zu sein scheinen. Wahrscheinlich erfolgte die Bewegung stellenweise längs mehreren Flächen. Sueß bezeichnet die Val Sugana wiederholt als einen Grabenbruch¹⁵⁾. Den Betrag der Einsenkung der Grabensohle gegenüber dem Nordrand schätzt er auf 2000 bis 3000 m¹⁶⁾. Ob der Ausdruck „Gabenbruch“ in Anbetracht der starken Verschiedenheit im Charakter der nördlichen und südlichen Störung mit Recht angewendet wurde, scheint zweifelhaft. Gegen W nimmt der Betrag der vertikalen Verschiebung augenscheinlich ab. Von einem Ausklingen kann man aber kaum sprechen. Vielmehr muß das oben angeführte Profil südlich Barco wohl dahin gedeutet werden, daß die Armenterraflexur schließlich von der Sellalinie unter spitzem Winkel abgeschnitten wird.

Nach dieser gewiß weniger befriedigenden, aber für den Fortgang späterer Untersuchungen notwendigen Literaturstudie können wir uns nun zur Darstellung des Baues der mir genauer bekannten Gebiete wenden.

⁹⁾ Dolomitriffe, S. 425. — ¹⁰⁾ Auf S. 421 zeichnet Mojsisovics eine typische Überfalte. Auf Trener's Karte erscheint diese nicht. Auf jeden Fall senken sich aber die Schichten energisch gegen ONO. — ¹¹⁾ Alpi orientali, p. 186 u. 187. — ¹²⁾ M. Agaro, p. 168 bis 171. — ¹³⁾ Alpi orientali, p. 104. — ¹⁴⁾ Vgl. Dolomitriffe, S. 416. — ¹⁵⁾ Antlitz der Erde, S. 326. — ¹⁶⁾ Ebendort, S. 328.

II. Falten.

Die beherrschende tektonische Erscheinung in den Lessinischen Alpen sind ONO streichende lange Flexuren, vermöge derer das Gebirge treppenartig gegen die venezianische Ebene absinkt — wie dies den Grundzügen nach ja schon lange erkannt und wiederholt übersichtlich dargestellt worden ist. Die drei wichtigsten Kniefalten, die wir zu besprechen haben, sind die von Lavarone, die der Sieben Gemeinden und die der Marostica. Die erste der genannten hat übrigens an vielen Stellen mehr den Charakter einer gewöhnlichen Mulde, deren Nordschenkel nur länger und höher, aber nicht einmal steiler als der Südschenkel ist. Im NO des Gebietes werden wir den Ausläufer einer zerrissenen Flexur kennen lernen, deren Hauptentwicklung östlich der Brenta liegt. Eine weitere, nicht unbedeutende, hierher gehörige Störung bildet den Südhang des Corno d'Acquiglio. Im Veronesisch-vicentinischen Hügelland werden wir kleineren Kniefalten nachgehen. Spuren von solchen fehlen auch im Gebiet zwischen den Hauptflexuren nicht.

A. Die Lavaronemulde und das Gebiet nördlich und östlich von ihr.

Die Tektonik des Scanucchioplateaus ist von Brüchen beherrscht, auf die erst im nächsten Kapitel einzugehen sein wird. Auch die Schichtaufbiegung im Gipfelteil des Spizom wird besser in jenem Zusammenhang besprochen werden. Im allgemeinen ist das Fallen der Schichten vorwiegend gegen W und WSW gerichtet. Wir werden dieses westliche Einfallen am linken Hang des Etschtales vielfach wieder finden. Die Neigung ist wechselnd und meist nicht groß. In der Gegend der Masi Val Gola stellen sich südliche Fallzeichen ein. Die sehr tiefe Erosion des Wildbaches bringt es jedoch mit sich, daß die Lavaroneflexur erst auf dem S-Hang des Cornetto nördlich Folgaria genauer beobachtet werden kann. Hier bietet sie gleich eine Reihe interessanter Einzelheiten. Vorausschicken möchte ich, daß Vacek¹⁾ in der Lavaroneflexur die Fortsetzung jener Schichtmulde erblickt, die westlich Calliano, auf der S-Seite des M. Pastornada, in östlicher Richtung gegen das Etschtal ausstreicht. Leider kenne ich das Gebiet westlich der Etsch nicht durch eigene Beobachtungen. So viel sich aus dem Studium der Karte und der Beobachtung mit dem Binokel folgern läßt, dürfte Vaceks Ansicht ziemlich sicher zutreffen. (Vgl. auch den allgemeinen Teil.)

An den Serpentinien östlich Mezzomonte herrscht flache Lagerung oder westliches Einfallen. Gegen den westlichen Teil der Kreuzleit richten sich die Schichten allmählich auf und fallen 45° bis 50° S. Nördlich des Wortes „La Tesa“ der Spezialkarte hat man dann auf dem Kamm der Kreuzleit und an dem neu angelegten Fahrweg, der nördlich des Kammes zu ehemaligen Beobachtungsständen führt, folgendes Profil (von unten nach oben, d. h. von SW nach NO):

1. Schlecht aufgeschossener Biancone. Am Fahrweg nördlich des Kammes fällt er mit 50° Neigung S wenig W. Etwas unterhalb des Fahrweges, nächst der Gabelung nordwestlich des Hauses La Tesa, sind als seine Unterlage 40° SSW fallende rote Knollenkalke und Hornsteinschiefer zu sehen.

Etwas südlich des P. 1392 der Sektionskopie folgt auf dem Kamm eine vollkommen überstürzte Oberjuraserie.

2. Weiße Knollenkalke mit Pygopen und roten Hornsteinen.
3. Darüber rote Knollenkalke mit Ammoniten und Aptychen. Einfallen 25° NO.
4. Rote Hornsteinschiefer.
5. Gelbe und rote Kalke mit Krinoiden; hellgelbe Krinoidenkalke. Einfallen O 30° N, Neigung 15°.

¹⁾ Rovereto, S. 203; Erläuterungen, S. 59.

6. Helle Oolithe mit Krinoiden.

An der Straße nördlich des Kammes ist die Juraserie durch Ausziehung reduziert. Man sieht nur die stark gequetschten roten Hornsteinschiefer, dann gleich Oolithe, die von gelben Krinoidenkalken nicht deutlich getrennt sind. Ihre Lagerung ist hier viel steiler, als auf dem Kamm, aber auch noch invers, bis senkrecht. An diese Oolithe stoßen im N, durch die Straßenserpentinen vorzüglich aufgeschlossen,

7. die Noriglioschichten: Dünnebankte, wulstige Kalke und *Lithiotis*-Bänke. Einfallen N 10° O; Neigung 60°. Man sieht diese Schichten von hier mit sehr steiler Stellung weit in die Val Gola hinunterziehen. Dasselbe Gestein trifft man auch oben auf dem Kamm nordöstlich der Doggeroolithe. Die Lagerung ist dort nicht so gut erkennbar; etwas unter dem Kamm, zwischen ihm und den Serpentin, scheint sie sehr gestört zu sein.

In etwa 1450 m Höhe stößt auf dem Kamm gegen den grauen Lias der rote Knollenkalk. Er wird von etwas Majolica bedeckt. Die Lage der Störungsfläche war leider nicht zu erkennen. Sie scheint aber quer über den Bergrücken, d. h. also etwa gegen NW zu verlaufen. Steigt man noch weiter aufwärts, so erscheinen unter dem Tithon in normaler Lagerung Hornsteinschiefer, bunte Jurakalke, die die Kote 1507 der Sektionskopie bilden, und nördlich davon endlich mächtige Bänke von *Lithiotis*-Schichten. Das Einfallen ist hier 20° SSW. Weiter gegen den Cornettogipfel wird es wieder wesentlich steiler.

Das Bild, das sich aus der Zusammenfassung der geschilderten Beobachtungen ergibt, ist in den beigegebenen Profilen Fig. 1 dargestellt. Ihre gegenseitige Stellung ist so, wie sie beim Anblick von W erschiene. Wir sehen eine gegen S oder vielleicht genauer SSW überschlagene Falte. Die Antiklinale ist im N von einer Störung begrenzt, die zwar nicht genau bekannt ist, aber jedenfalls den Eindruck erweckt, als ob die Falte hier gewaltsam emporgequetscht wäre. Wir werden ähnliche Beispiele intensiver Faltung nächst dem Kern der großen Flexuren noch wiederholt kennen lernen und, da sie theoretisch von erheblicher Bedeutung sind, jedesmal genauer besprechen.

Weiter östlich, in der Gegend der Malga Cornetto di fuori, nordnordöstlich Folgaria, ist der Bau des Hanges bedeutend einfacher. Nördlich oberhalb der Malga fallen die Schichten mit etwa 40° Neigung, d. h. steiler als das Terrain, gegen S. Auf die Liasoolithe des Cornettogipfels legen sich daher hangabwärts immer jüngere Schichten bis zum Biancone. Unterhalb der Malga dagegen wird der Hang steiler, die Schichtstellung flacher (Einfallen 20 bis 30° SO bis SW). Es tauchen daher die Oberjurakalke wieder auf. Dann wird alles von der großen Moräne von Folgaria bedeckt. Es dürfte aber eine neuerliche Herabbiegung der Schichten erfolgen, da bei Folgaria selbst jüngere Kreide in flacher Lagerung ansteht. Ob der so angedeutete sekundäre Sattel auch in diesem Profil gegen S überstürzt ist, läßt sich wegen der Moränenbedeckung nicht erkennen.

Sehr deutlich ist dagegen die Überkippung wieder am Glockenstein, einer Felswand nördlich Costa bei Folgaria. Die Verhältnisse hier werden am einfachsten durch das Profil Textfig. 2 wiedergegeben. Beim Abstieg vom Cornetto gelangt man nach Passierung einer kleinen Verwerfung, von der später die Rede sein wird, etwas nördlich der Wand des Glockenstein an eine Stelle, wo unter dem Biancone die bunten Jurakalke

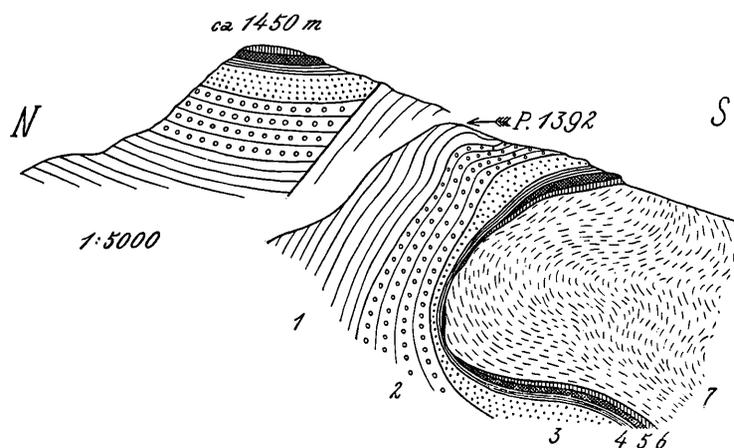


Fig. 1. Zwei N—S-Profile durch den Kreuzleitkamm (Südwestkamm des Cornetto bei Folgaria) in 125 m ostwestlichem Abstand von einander.

- | | |
|--------------------------|----------------------------------|
| 1 = Noriglioschichten. | 5 = Rote Ammoniten-Knollenkalke. |
| 2 = Doggeroolith. | 6 = Weiße Tithonkalke. |
| 3 = Bunte Oberjurakalke. | 7 = Biancone. |
| 4 = Hornsteinschiefer. | |

hervortreten. Von den roten Ammonitenkalken sind nur wenige lose Stücke zu sehen. Es zieht hier wohl eine kleine Störung durch, analog, aber weniger bedeutend, als die nördlich der Überfalte im vorigen Profil. Ihr Ausstrich im Terrain schien etwa SSW—NNO zu verlaufen. Die Lagerung der Schichten ist zunächst noch ziemlich flach. Sie wird jedoch rasch steiler. Man mißt beispielsweise 53° SO. Kleine Denudationsreste von

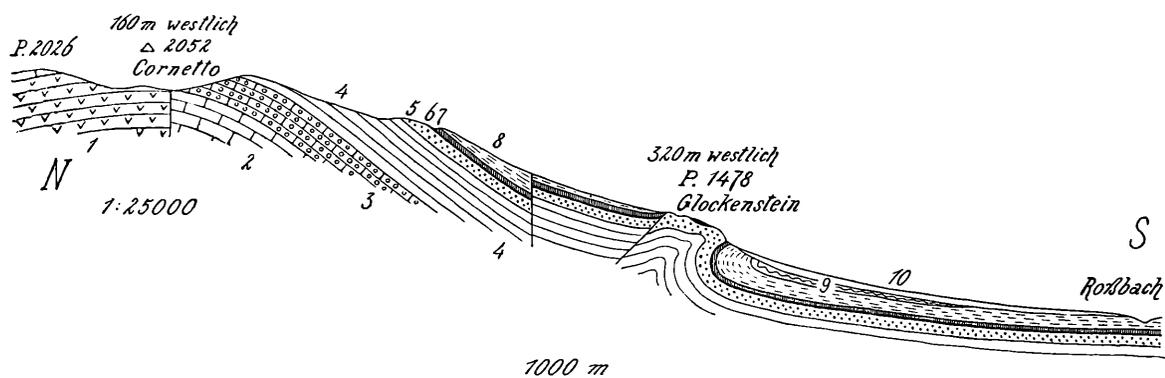


Fig. 2. N—S-Profil durch den Südhang des Cornetto bei Folgaria mit dem Glockenstein.

- | | |
|---|--|
| 1 = Grenzdolomit. | 7 = Rote Knollenkalke und weiße <i>Diphya</i> -Kalke. |
| 2 = Verenakalk. | 8 = Biancone. |
| 3 = Liasoolith. | 9 = Mittel- und Oberkreide. Vorhandensein an dieser Stelle nur hypothetisch. |
| 4 = Noriglioschichten. | 10 = Moräne des Etschgletschers. |
| 5 = Doggeroolith und bunte Oberjurakalke. | |
| 6 = Hornsteinschiefer. | |

Hornsteinschiefer und rotem Knollenkalk scheinen dem bunten Jurakalk noch aufzuliegen, lassen sich aber in dem bewaldeten und teilweise stark verrollten Terrain schwer verfolgen. Das Einfallen wird 65° S, im unteren Teil der Hauptwand des Glockenstein dann 80° N wenig W. Das Gestein der Wand ist ein sehr heller, krinoidenreicher Oolith. Er wird unterlagert von Hornsteinschiefern, die ebenfalls gegen N 15° W, aber mit nur 40° Neigung, einfallen.

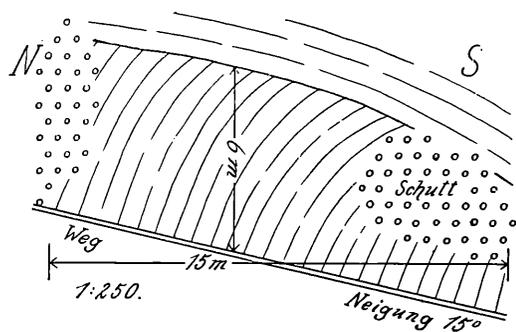


Fig. 3. Schematisierte Ansicht eines Aufschlusses auf der linken Seite des Grabens gerade östlich des Glockenstein bei Folgaria.

Weiter im Liegenden folgen noch rote Knollenkalke und etwas Biancone. Dann verschwindet das anstehende Gestein unter der Moräne. Sehr bemerkenswert ist, daß die immer steilere Neigung der Kalkmassen der Antiklinale des Glockenstein nicht durch allmähliche Umbiegung zustande kommt, sondern durch ruckweise Änderung des Neigungswinkels. Die einzelnen verschieden gelagerten Schollen sind durch steile Wandabbrüche und durch schutterfüllte Terrainmulden, wohl sicher verstürzte Felsspalten, von einander getrennt. Die Faltung war hier also keine bruchlose, sondern es haben sich mehrere Meter weite, offene, radiale Spalten gebildet, die jetzt nur durch Gehängeschutt teilweise ausgefüllt sind.

Das Profil Fig. 2 gibt eine nicht unwichtige Ergänzung zu Fig. 1, da es die Größenordnung der Überfalten im Vergleich zur ganzen Lavaroneflexur und die relativ geringe Schichtneigung im größten Teil des Mittelschenkels veranschaulicht. Ob die Überfalte des Glockenstein mit der der Kreuzleit direkt zusammenhängt, läßt sich — wie schon angedeutet — wegen der Moränenbedeckung nicht feststellen.

Dagegen besteht wohl sicher ein inniger Zusammenhang zwischen der Überkipfung am Glockenstein und einer eigentümlichen Störung, die in dem Graben „Il Kessel“ gerade östlich der genannten Felswand zu sehen ist. Die Schichten im oberen Teil der Textfigur 3 sind hellgelbe, schwach oolithische Kalke mit vielen Krinoidenbruchstücken, die ca. 15° OSO fallen. Ihre Neigung nimmt von N gegen S etwas zu. Zwischen diesen

oberen Bänken und dem Weg erscheint aber ein Schichtpaket von ganz abweichender Lagerung, das in Betracht der tektonischen Gesamtlage jedenfalls als überkippt angesehen werden muß. Das Einfallen ist N wenig W, die Neigung oben 45° , am Weg 75° . Etwas talaufwärts von der gezeichneten Stelle trifft man einen Aufschluß in Noriglioschichten, die 20° SSO fallen. Die beschriebene Störung ist wohl als eine zerrissene, liegende Falte mit Übergleitung des Hangendschenkels über den Mittelschenkel zu deuten.

Am W-Hang des Bisnacknott ist die Lavaroneflexur noch typisch entwickelt. Man sieht nämlich am Beginn der neuen Friccastraße von Carbonare nach Centa folgendes Profil:

7. Biancone, verschieden steil NW fallend, von Girardi di sotto bis Bosco (der Mühle nördlich des Wortes „Girardi“ der Spezialkarte) vielfach aufgeschlossen.
6. Westlich Bosco weiße, gebankte Kalke, wohl Majolica, mittelsteil SO fallend. Viele Harnische.
5. Rote Knollenkalke, stark gequetscht, unter die Vorigen einfallend.
4. Graue, gebankte Kalke mit undeutlichen *Lithotis*-Querschnitten. SO fallend.
3. Graue, knollige Kalke mit starken Mergelzwischenlagen. Einfallen SO, meist sehr steil, teilweise

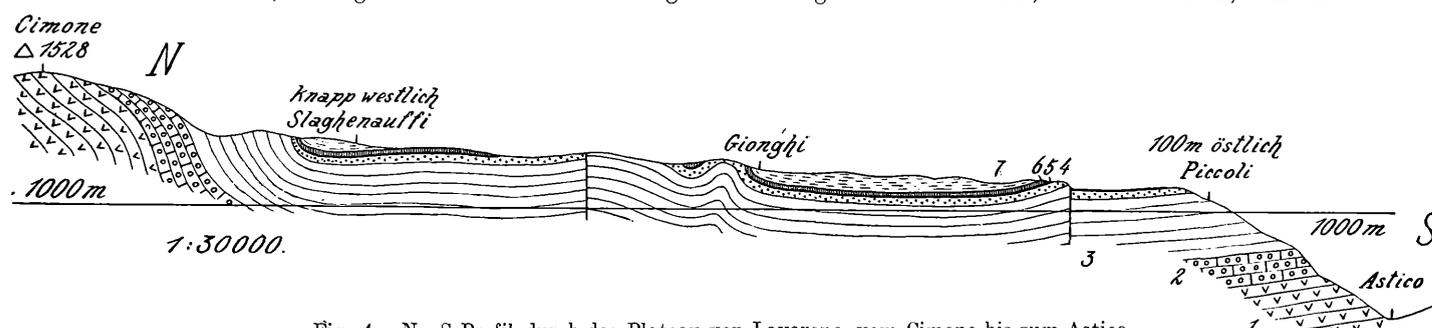


Fig. 4. N—S-Profil durch das Plateau von Lavarone, vom Cimone bis zum Astico.

- | | |
|------------------------|--|
| 1 = Grenzdolomit. | 5 = Hornsteinschiefer. |
| 2 = Liasoolith. | 6 = Rote Knollenkalke und weiße <i>Diphyra</i> -Kalke. |
| 3 = Noriglioschichten. | 7 = Biancone. |
| 4 = Bunte Jurakalke. | |

überkippt. An einer Stelle bilden sie ein flaches sekundäres Gewölbe, das aber gleich wieder dem früheren Einfallen Platz macht.

2. Weißer Oolith, in einem Steinbruch aufgeschlossen. Einfallen 70° SO. Viele Harnische.
1. Dolomit der Trias-Liasgrenze.

Gerade durch den Ort Carbonare zieht — hier allerdings größtenteils von Quartär verdeckt — die Fortsetzung einer wichtigen Bruchlinie, die weiter unten unter dem Namen Val Orsara-Bruch dargestellt werden wird (vgl. Bruch Nr. 73). Jenseits dieser Störung wird die Unterkreide an der Straße von Carbonare nach Wirti im N von ziemlich flach gelagertem Jura und Lias unterlagert. Dagegen ist auf dem ganzen Hügelkamm der Kote 1138 östlich Carbonare eine zwar nicht hohe, aber recht steile Flexur vorhanden, an der der Oberjura mit 60 bis 80° Neigung gegen NNW unter den Biancone einfällt. Diese Kniefalte ist also der herrschenden Richtung der Hauptflexuren gerade entgegen gerichtet. Gegen den Horst zu wird die Lagerung weniger steil.

In dem Liasgebiet nordöstlich Chiesa herrscht flache Lagerung und schwankendes Einfallen²⁾. Dagegen bietet ein N—S-Profil durch den Cimone wieder einige bemerkenswerte Eigentümlichkeiten, die eine nähere Besprechung und bildliche Darstellung notwendig machen (vgl. Fig. 4). Eine ziemlich bedeutende Herabbiegung der Schichten nimmt den ganzen S-Hang des Cimone bis gegen Slaghenauffi ein. In dieser Flexur werden wir wohl die gegen N verschobene Fortsetzung der des Cornetto, also die eigentliche Lavaroneflexur,

²⁾ Auf ein Detail sei hier anmerkungswise hingewiesen. Etwas östlich der Straßengabel südöstlich Chiesa ist gut aufgeschlossen, wie die Bänke der Noriglioschichten durch eine ziemlich rasche windschiefe Verdrehung im Streichen aus einer flachen Lagerung in recht steiles SSW-Fallen übergehen.

erblicken dürfen. Westlich des Cimone sind die jüngeren Schichten der Kniefalte der Erosion zum Opfer gefallen und das genaue Verhältnis zur schiefen Mulde des Cornetto ist daher nicht direkt zu beobachten. Bei Gionghi stellt sich aber inmitten einer flach gelagerten Region noch eine Schichtverbiegung in Gestalt zweier kleiner Falten ein. Die südliche dieser Falten versinkt gegen O, während die nördliche an Bedeutung zunimmt und bei Magre zu einer ziemlich typischen, gegen S blickenden Flexur mit einem Betrage von etwa 110 m geworden ist. Hier wird sie von einem Querbruch abgeschnitten.

Die Flexur nördlich Slaghenauffi ist an der Straße, die von hier nach M. Rover führt, deutlich weiter nach O zu verfolgen. Südlich der Kote 1451 der Spezialkarte führt die Straße in der Richtung der Schichten über steil aufgefaltete bis senkrechte Bänke von bunten Jurakalken, hellroten Kalken mit Krinoiden, grauen und roten Krinoidenkalken usw. In einem Steinbruch nördlich der Straße sind sie gut aufgeschlossen. Einfallen 85° S. Die Oberjuraschichten ziehen sich von hier bis auf die S-Kante des flachen Waldbodens westlich P. 1451 hinauf. Bunte Jurakalke und Tithon sind in einer sehr komplizierten Weise miteinander verfaltet. Das Einfallen ist teilweise steil südlich, nicht selten aber auch gegen den Berg gerichtet, wohl überkippt. Südlich der Straße verläuft hier eine später zu beschreibende Verwerfung. Noch weiter im S trifft man auf dem S-Hang des Kleinen Horst nochmals eine untergeordnete Flexur, an der der Oberjura mit 45° Neigung südwärts unter den Biancone einschließt.

Die weitere genaue Verfolgung unserer Kniefalte gegen O wird zunächst dadurch unmöglich gemacht, daß alle jurassischen und kretazischen Schichten von einer Querverwerfung abgeschnitten werden. Die Tektonik des Gebietes unmittelbar östlich M. Rover wird vorwiegend von Brüchen beherrscht. Sieht man von diesen ab, so ergibt sich für die Kreideregion der Malga Zochi und Malga Cima di Verle ein ziemlich regelmäßiger Muldenbau. Der Jura fällt von S und N mit mäßiger Neigung unter den Biancone ein, der an der Straße westlich des Werkes Verle (südöstlich der Mga. Cima di Verle) von etwas Oberkreide überlagert ist (vgl. T. 3, mittleres Profil).

In der Gegend der Kirche von Vezzena liegt, wie sich aus den vereinzelt Felspartien, die unter der ausgedehnten Moräne sichtbar werden, deutlich entnehmen läßt, eine kleine, kuppelförmige lokale Aufwölbung aus Noriglioschichten, die allseits von Oberjura und Unterkreide ummantelt werden. An dem Wandel nordöstlich der Kirche ist der Kuppelbau auch direkt zu sehen. Der Fuß besteht aus *Lithiotis*-Schichten, die Oberkante aus Tithon. Das S-Fallen, das sich nördlich Vezzena zuerst mehr unregelmäßig, dann — im oberen Teil des S-Hanges der Cima di Vezzena — ganz gleichmäßig einstellt, darf wohl noch auf die Lavaroneflexur bezogen werden.

Weiter im O verliert sich der Charakter der Kniefalte fast vollständig. Wohl senken sich die Schichten immer noch gegen S, wie sowohl aus der direkten Beobachtung des Einfallens als aus der Verteilung der Denuationsreste jüngerer Schichtglieder auf den herrschenden grauen Liaskalken hervorgeht. Auch steilere Aufrichtungen kommen gelegentlich vor. Es fehlt aber die deutliche Scheidung zwischen einer gestörten Zone und zwei flach gelagerten Regionen zu ihren beiden Seiten, es fehlen auch die über größere Strecken gleichmäßig hinstreichenden steil aufgerichteten Schichten, die auf Lavarone bei der Beobachtung im Terrain einen viel lebhafteren Eindruck von einem flexurartigen Bau erwecken, als man ihn bei der Betrachtung von im richtigen Maßstab gezeichneten Profilen erhält. Das eigentliche O-Ende der Lavaronemulde ist wohl an den Paradisobruch zu verlegen (vgl. unten Bruch Nr. 16).

Bevor wir die Faltungszonen von Lavarone verlassen, sei noch einmal daran erinnert, daß sie ihrer ganzen Länge nach mehr den Charakter einer Mulde als einer echten Flexur hat. Überall ist auch ein gegen N fallender S-Schenkel vorhanden, so bei Folgaria, bei Carbonare, östlich M. Rover usw. (Vgl. die Profiltafel).

Einige tektonische Details aus dem Gebiet zwischen Vezzena und der Valle di Campo Mulo mögen hier erwähnt werden, so weit sie nicht besser später, im Zusammenhang mit den Brüchen, besprochen werden:

Östlich der Alm 1680 (südöstlich der Cima di Vezzena, bei Marcai di sopra) durchschneidet die Straße zur Porta di Manazzo ein Gebiet rein lokaler, aber lebhafter Schichtstörungen. Eine ganz kleine Partie von roten

und weißen Tithonkalken ist hier den Noriglioschichten förmlich eingeknetet. Die tieferen Glieder des Malm wurden nicht beobachtet. Die Lagerung ist eine sehr verworrene, z. T. überstürzte.

Das Juragebiet bei der Malga Campo Rosato (südöstlich Vezzena) wird uns bei Behandlung der Brüche näher beschäftigen. Doch haben auch Faltungen Anteil an der Einsenkung der jüngeren Schichten. Besonders der N-Rand des Juravorkommens ist durch rasch wechselndes, mittelsteiles Einfallen ausgezeichnet. Er bildet eine kleine Mulde, die den Hang hinaufzieht, sich aber gegen oben aushebt. (Vgl. Fig. 13.)

Die letzten Reste jener charakteristischen kleinen Teilalten, die für den westlicheren Abschnitt der Lavaronemulde schon beschrieben worden sind, konnte ich in der Val d'Anime (dem Graben östlich der Casara di Campo Manderiolo) und in der Val Formica (südwestlich Casara Larici) beobachten. Freilich fehlen hier die Einlagerungen jüngerer Schichten, die solche Verbiegungen im Kartenbild deutlich erscheinen lassen. In der Gegend nördlich der Vereinigung der beiden Quellgräben der Val d'Anime herrscht mittelsteiles, ungefähr nördliches Einfallen. Knapp oberhalb der Vereinigung erfolgt aber eine plötzliche Umbiegung und weiße Kalke fallen steil nach S. Bald wird die Neigung geringer, bleibt aber südsüdwestlich. Im südlicheren Teil der Val Formica ist das allgemeine Einfallen etwa 5° S. Es kommen aber an mehreren Stellen kleine Flexuren vor, an denen die Neigung bis 50° zunimmt.

Dort, wo die Straße im Assatal östlich der Osteria del Termine am weitesten nach S ausgreift, ist ein scharfer kleiner Sattel im Verenaakalk aufgeschlossen. Das Einfallen ändert sich mit einer knappen Umbiegung von 30° S in 30° NNW.

Einen flexurartigen Bau hat das Juravorkommen am S-Hang des M. Angaro (nördlich der Cima di Campolongo). Die Juraschichten fallen 35° bis 40° S, legen sich jedoch knapp südlich dieser Fallzeilen, im Bosco Plata, sogleich wieder flach.

Endlich kehrt der Typus der schiefen, flexurähnlichen Mulden auch bei den beiden kleinen, isolierten Jurapartien auf dem M. Fiara und östlich davon im Campo Mulotal wieder. Der N-Hang des Gipfels der Fiara besteht aus flach N fallenden *Lithiotis*-Schichten. Der Trigonometerversatz entspricht tektonisch einem ziemlich knappen Sattel. Auf der SW-Seite ist das Einfallen bis zu 50° S. Auf die grauen Kalke legen sich rote Oxfordkalke und Hornsteinschiefer. Aber schon 100 m weiter im S ist die Lagerung wieder flach und der Jura streicht in die Luft aus. Noch weniger steil, aber auch gegen S geneigt, ist die Juramulde an der Straße im Campo Mulotal ost-südöstlich des M. Fiara. Sie enthält heute nur mehr bunte Jurakalke, und zwar nur eine ganz kleine Partie von etwa 100 m ostwestlichem Durchmesser. Alles andere ist durch Denudation entfernt. Es ist klar, daß eine solche rundliche Masse jüngerer Schichten, besonders wenn sie — wie in unserem Fall — in einer Vertiefung des Terrains liegt, nur dadurch zustande kommen konnte, daß zu der N—S-Faltung eine ziemlich starke Querfaltung trat. In der Tat kommen sowohl gegen NW als gegen O hangaufwärts ältere Schichten unter dem Jura hervor.

B. Die Col Meneghiniflexur.

Im äußersten NO reicht eine Störung in das untersuchte Gebiet herein, die mit ihrem Hauptteil der Region östlich der Brenta angehört, aber deshalb von besonderem Interesse ist, weil sie auf den Sieben Gemeinden unter sehr bemerkenswerten Verhältnissen rasch zu Ende geht, die von den an den anderen Flexuren beobachteten ziemlich abweichen und deren volles mechanisches Verständnis mir noch kaum möglich scheint. (Vgl. zu dem Folgenden Taf. 1.)

Bei der Darstellung gehen wir am besten von dem Profil I der „Alpi orientali“ von Dal Piaz aus. Dieses Profil läuft etwas östlich des Colle dei Barchi und knapp östlich Fastro durch. Zwischen den beiden genannten Punkten zeichnet Dal Piaz den flexurähnlichen S-Schenkel der Antiklinale der Cima Campo, der zwar steil und in sich gefaltet, aber nicht überstürzt ist. Dal Piaz gibt (p. 105) ausdrücklich an, daß sich diese Mulde

jenseits der Brenta in die Sieben Gemeinden hinein fortsetzt, ohne jedoch in Einzelheiten einzugehen. Eine Ergänzung dieser Darstellung konnte ich, zwar nur durch Fernbeobachtung, aber — wie mir schien — mit ziemlicher Sicherheit aus der Betrachtung des steilen W-Hanges des Colle dei Barchi von einer Stelle nordwestlich oberhalb Grignerebbe aus gewinnen. Auf der W-Seite des Kammes Cima di Campo—Colle dei Barchi ziehen die roten Oberjurakalke in 1200 bis 1300 *m* Höhe als horizontales Wandel hin. Westlich des Trigonometers 1391, knapp nördlich der Häusergruppe Fontanelle, durchschneidet eine auffallende Schlucht den Hang. Auf der S-Seite dieser Schlucht sind die Schichten der Liaskalke über mehrere hundert Meter Höhe senkrecht aufgestellt, im kleinen auch stark verbogen. Die roten Jurakalke sind in einzelne Linsen aufgelöst, die

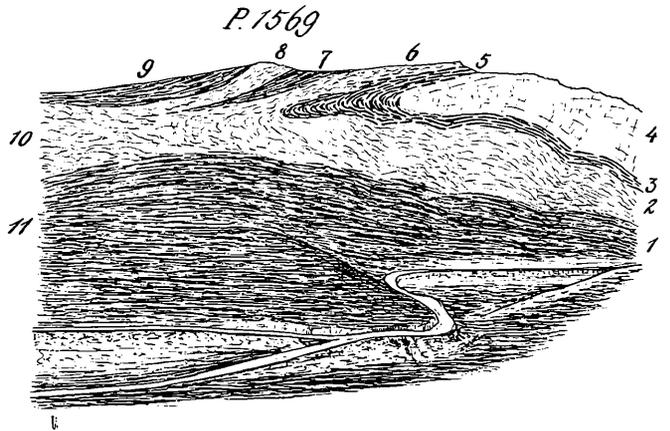


Fig. 5. Ansicht der Kote 1569 östlich Marcesina aus SO, von etwas südlich der Malga Campo di sotto (vgl. Taf. 4, f. 3).

- 1 = Biancone, im Vordergrund flachliegend, gegen hinten sich senkrecht aufbiegend.
- 2 = Rote Knollenkalke, senkrecht gestellt.
- 3 = Hornsteinschiefer, rechts saiger, weiter links überkippt, unter 4 einfallend.
- 4 = Helle Malmkalke und Frizzoneschichten. Bilden den Kern einer etwas gegen den Beschauer umgelegten Falte.
- 5 = Hornsteinschiefer, normal gelagert, gehen links durch eine Stirnwölbung in die des Bandes 3 über.
- 6 = Rote Knollenkalke, normal gelagert.
- 7 = Biancone, normal gelagert.
- 8 = Rote Knollenkalke, von links auf 7 überschoben.
- 9 = Zu 8 gehöriger Biancone.
- 10 = Roter Knollenkalk, bildet das Liegende von 9 und 11. Die Überschiebung zwischen 7 und 8 ist hier nicht mehr erkennbar.
- 11 = Biancone, mit Wiesen bedeckt, im Vordergrund flach liegend, weiter rückwärts sich über 10 aushebend.

über den Hang senkrecht in etwa westsüdwestlicher Richtung herunterstreichen. Bei Fontanelle ziehen sie sich in offenbar überkippter Stellung unter den Liaskalk der liegenden Falte hinein und eine Partie von Oberjura erscheint sogar noch nördlich der erwähnten Schlucht in etwa 400 *m* Höhe. Die südliche Fortsetzung des Oberjura sieht man dann an der Oberkante der Wand, die von Primolano gegen NW verläuft. Der S-Hang des Colle dei Barchi und seine Vorhöfen westlich Solivo bestehen augenscheinlich aus Kreide. Wir haben also hier eine Flexur mit einer Sprunghöhe von 800 bis 900 *m* vor uns, die außerdem um 600 bis 700 *m* stirnartig gegen SSO überschoben ist. Offenbar bezieht sich Vaceks Bemerkung, daß die roten Ammonitenkalke zwischen Primolano und Tezze eine verkehrt S-förmige Schlinge beschreiben, auf die geschilderte Erscheinung³⁾. Diese Beobachtungen werden uns das Verständnis der rechten Seite des Brentatales wesentlich erleichtern.

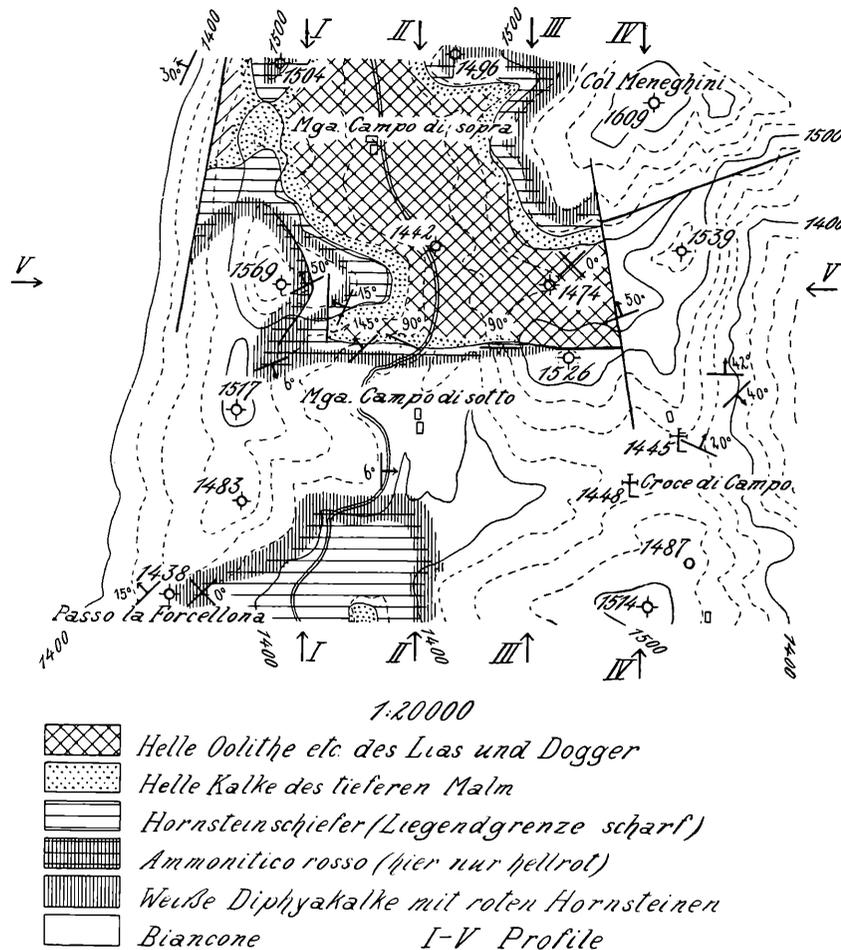
Auf dem vom Col Meneghini gegen Grignerebbe verlaufenden Rücken steht in 1250 *m* Höhe noch horizontal gelagertes Tithon an. Südsüdwestlich Grignerebbe dagegen reicht der Biancone bis zu der Seitenmoräne

des Brentagletschers herab, deren Oberrand in etwa 950 *m* Höhe liegt. Nach dem Kartenbild ist anzunehmen, daß unmittelbar darunter das Tithon folgt. Lias und Dogger bestehen in der besprochenen Gegend vorwiegend aus hellen Oolithen und kristallinen Dolomiten. Wo diese Gesteine südwestlich Grignerebbe gegen den Biancone stoßen, sind sie ganz zerdrückt und zerknestet. An der Grenze ist eine Linse von weißem *Diphya*-Kalk eingeschaltet, deren Schichten senkrecht stehen und WNW—OSO streichen. Offenbar haben wir hier eine zerrissene Flexur vor uns, die der Überfalte des Colle dei Barchi entspricht. Bemerkenswert ist, daß der Betrag der vertikalen Bewegung hier nur mehr 300 *m* erreicht. Dies hängt jedenfalls mit den auf der N-Seite des

³⁾ Vacek: Vorlage der Karte, S. 302.

M. Lisser aufgeschlossenen Lagerungsverhältnissen zusammen (vgl. den Abschnitt über das O-Ende der Sieben Gemeindenflexur, p. 28).

Auf der SO-Seite des Col Meneghini ist die besprochene Störung nicht zu sehen, da sie hier ganz im Biancone verläuft. Nördlich der Malga Campo di sotto aber sind für die Lessinischen Alpen ungewöhnlich komplizierte Störungen zu beobachten. (Vgl. die Textfiguren 5 bis 8.) Die genannte Malga steht auf Biancone, unter dem knapp südlich von ihr vollständig flach gelagerter Jura hervorkommt. Gleich nördlich der Alm quart



[Fig. 6.] Geologische Karte des Westendes der Col Meneghiniflexur in den nordöstlichen Sette Comuni.

man aber auf der Straße ein (auch stratigraphisch sehr interessantes) vollständiges Juraprofil von der Oberkreide bis in die *Lithotis*-Kalke, dessen Schichten senkrecht stehen. Östlich der Straße (auf P. 1526 der Karte 1:25.000) verschwindet der Oberjura zwischen Frizzoneschichten und Biancone, offenbar durch Zerreißung und Ausquetschung. Auf der W-Seite des Col Meneghini streichen die hangendsten Juraglieder in etwa 1540 m Höhe flach aus. Die drei Juraaufschlüsse südlich der Malga Campo di sotto, nördlich der Malga und am Col Meneghini bilden also zusammen eine Flexur mit einer Niveaudifferenz von ungefähr 150 m.

Der Boden des Tales südwestlich des Col Meneghini (beim Wort „Campo“ der Spezialkarte) besteht aus Frizzoneschichten. Diese, sowie der sie überlagernde Jura der SW-Seite des Col Meneghini werden durch eine deutlich sichtbare senkrechte Störung im O abgeschnitten, die S 10° O streicht und östlich derer nur Biancone zu Tage tritt. Ich vermute, daß diese Störung eine Blattverschiebung ist, an der die bei Grignerebbe durchstreichende zerrissene Flexur, die ursprünglich mit der nördlich der Malga Campo di sotto identisch ist, um einige hundert Meter nach S verschoben wurde.

Westlich der Straße bei der Malga Campo ist der Steilflügel der Flexur teilweise gegen SO überkippt. Einfallen der Hornsteinschiefer 35° NW unter die Frizzoneschichten.

Eine weitere Komplikation tritt dadurch ein, daß auf den Biancone des hangenden, normal gelagerten

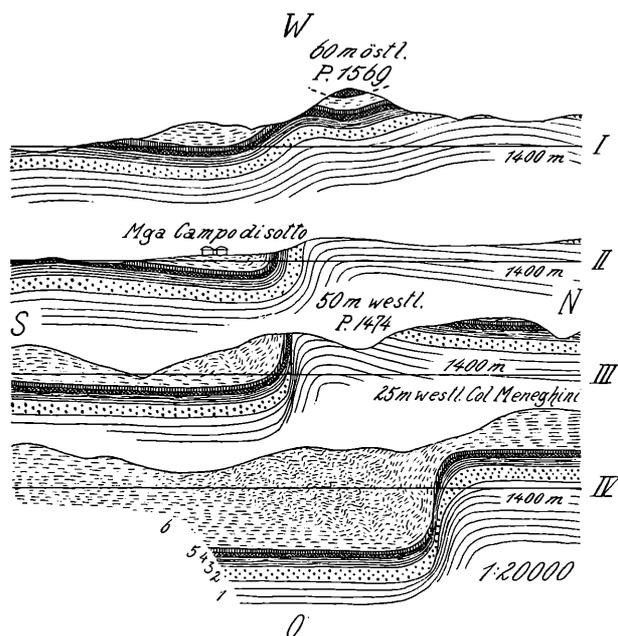


Fig. 7. Vier N-S-(Quer-)Profile durch das Westende der Col Meneghiniflexur im nordöstlichsten Teil der Sieben Gemeinden, mit je 300 m Abstand voneinander.

- 1 = Frizzoneschichten.
- 2 = Helle Kalke des tieferen Malm.
- 3 = Hornsteinschiefer.
- 4 = Rote Knollenkalke.
- 5 = Weiße *Diphya*-Kalke mit roten Hornsteinen.
- 6 = Biancone.

Flügels der liegenden Falte von W her noch einmal rote Knollenkalke, die von Biancone überlagert werden, überschoben sind. Die Lagerung der überschobenen Masse ist eine ungemein gestörte. Die Bedeutung dieser Überschiebung ist aber nur eine ganz lokale, ihr Betrag dürfte 100 m nicht viel übersteigen und sie ist gegen N und S nicht weiter zu verfolgen. Die Schubmasse bildet den Gipfel der Kote 1569.

Endlich sei darauf verwiesen, daß gerade westlich der genannten Kote eine Bruchlinie ihr Ende erreicht, die den Kamm des Pizzo auf seiner W-Seite begleitet. (Vgl. Bruch Nr. 8.)

Das ganze geschilderte System von Störungen ist offenbar der Apparat, durch den die Col Meneghiniflexur im W zu Ende geht. Ob sie sich über den Kamm des M. Forcellona gegen W noch fortsetzt, läßt sich allerdings nicht entscheiden, da hier alles von den quartären Schottern der Hochfläche von Marcesina bedeckt ist. Wahrscheinlich ist dies jedoch kaum, wenn man bedenkt, daß der Betrag der Absenkung vom Colle dei Barchi bis zur Malga Campo, d. h. auf 4 km Entfernung, von mindestens 800 m auf 150 m abgenommen hat.

C. Die Sieben Gemeindenflexur.

Der Gang der Darstellung dieser bedeutendsten Schichtverbiegung in dem von mir selbst untersuchten Gebirgsabschnitt wird am besten der sein, daß zuerst ihr mittlerer und längster Teil, in dem sie sozusagen

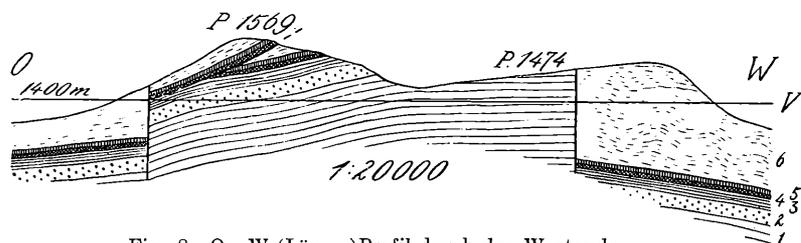


Fig. 8. O-W-(Längs-)Profil durch das Westende der Col Meneghiniflexur.
Legende wie in Fig. 7.

normal entwickelt ist, beschrieben wird, um dann erst auf die beiden Endabschnitte mit ihren abweichenden und schwierigeren Verhältnissen einzugehen. Als Ausgangspunkt wählen wir die Val Gadena südwestlich des M. Lisser. Die während des Krieges gebauten neuen Straßen in diesem

Tal bieten vorzüglich Aufschlüsse. Blickt man von der linken Talseite etwas westlich Frisoni gegen den O-Hang des M. Badenece, so erfaßt man so ziemlich auf einmal die ganze tektonische Erscheinung. Der Gipfel des Berges besteht aus Biancone. Wenig oberhalb der Straße, die zur Malga le Fratte führt, zieht

der Oberjura mit schwacher Neigung hin. Plötzlich biegt er sich herab, quert den westlichen Ast der großen Kehre der unteren Straße und taucht hinab bis zur Oberkante der senkrechten Wände, die schluchtartig die Talsohle der Val Gadena begrenzen. Hier legt er sich wieder flach und hebt sich nach S ganz allmählich gegen den M. Alessi und Sasso Rosso zu. Der Oberrand der Wände folgt ihm in dieser leichten Hebung. Die wohlgebankten grauen Kalke im Liegenden des Jura zeigen das steile Hinabtauchen der Schichten in wahrhaft imposanter Weise. Die Neigung beträgt etwa 70° . Die Brücke, mit der die Straße von Foza nach Enego das Tal übersetzt und überhaupt der nördliche Teil ihrer großen Schleife liegt schon im Dolomit mit wechselndem, niemals steilen Einfallen.

Eine lehrreiche Ergänzung dieses Gesamtbildes erhält man durch die Begehung der Straße Malga le Fratte—Valcapra. Man quert hier gerade die Stelle, wo die rasche Umbiegung der Juraschichten erfolgt. Das Profil ist das folgende:

1. Helle Oolithe, fallen 65° SO.
2. Etwas helle Oberjurakalke und einzelne, ganz zerquetschte Linsen von rotem Kalk. Von Hornsteinschiefern, die in der unmittelbaren Umgebung stets gut entwickelt sind, ist nichts zu sehen; sie sind sicherlich ausgequetscht.
3. Weiße, dichte, schwach knollige, gut gebankte Kalke des Obertithon.
4. Biancone mit grauen Hornsteinen.

Auch auf der östlichen Seite der Val Gadena ist die Flexur gut aufgeschlossen. Am W-Rand der Biancone-Wiesen des M. Lambara sieht man das Wandel der roten Knollenkalke und das Band der Hornsteinschiefe deutlich hinziehen. Die Wand unter dem Oberjura besteht aus wohlgebankten Kalken, die ungefähr flach liegen. Am S-Ende des Lambararückens beugen sie sich plötzlich energisch herunter, so daß sie an der Straße westlich Frisoni gut 70° SSO fallen. Gleich unter dem Niveau der Straße wird die Neigung geringer und am Ausgang des Grabens, der südlich Frisoni von links in die Val Gadena mündet (Val del Pirco der Sektionskopie) liegen die Schichten schon horizontal. Auf dem S-Hang der Lambara, nördlich Frisoni und etwas oberhalb der Straße, ist eine ziemlich breite Fläche von Kimmeridge-Tithonschichten eingenommen, die hier dem Hang ungefähr parallel liegen.

Am Ausgang der oberen Val Gadena ist die Flexur also glatt, ohne untergeordnete Faltungen, steil, aber nicht überkippt. Ihre Sprunghöhe beträgt rund 500 m. Es scheint mir nach meinen Beobachtungen wahrscheinlich, daß die nördliche, hoch und flach liegende Schichtmasse an einer 60 bis 70° NW fallenden Störungsfläche etwas über den aufgerichteten Mittelschenkel überschoben ist. Leider habe ich dieser Tatsache im Terrain zu wenig Aufmerksamkeit gewidmet, da ich bei meiner ununterbrochenen militärischen Dienstleistung die Literatur erst im nachhinein genauer studieren konnte. Rothpletz gibt eine solche Störung für die Sieben Gemeindeflexur an⁴⁾ und stellt sie in seinem Profil dar. Stefani hat die Richtigkeit dieser Beobachtung bestritten⁵⁾. Der schräge Bruch scheint aber doch wenigstens stellenweise vorhanden zu sein. (Vgl. auch unten p. 29.) Wir werden seine Spuren auch weiter im W wiederfinden.

Von dem besonders klaren Profil der Val Gadena verfolgen wir die Sette Comuniflexur zunächst nach W. Westlich Lazzaretti ist das Einfallen im Biancone an der Straße senkrecht bis steil invers nordwestlich. In der Val Vecchia (zwischen M. Miela und M. Badeneccia) schneidet die Straße wieder den Jura. Das Einfallen ist 45 bis 65° S. Der Bau der Flexur ist hier ein etwas komplizierterer. Die roten Juragesteine sind an der Straße vollständig unterdrückt, der Biancone stößt direkt an helle, höchstwahrscheinlich noch oberjurassische Kalke. Doch ist der Ammonitico rosso wenig oberhalb der Straße wieder vorhanden. Er liegt auf der rechten Grabenseite in größerer Ausdehnung ziemlich flach, richtet sich aber weiter oben am Hang neuerdings steil auf

⁴⁾ Querschnitt, S. 181. — ⁵⁾ Sette Comuni, p. 447.

und zieht nun als ein zusammenhängender, ziemlich breiter Streifen über den SSO-Hang des M. Miela bis knapp unter dessen von Biancone gebildeten Gipfel. Die Flexur ist also hier durch eine schmale, flache, übrigens scheinbar nicht ganz einheitliche Stufe in zwei Teilflexuren zerlegt. Sowohl in Foza als in Costalta liegt der Biancone schon vollständig schwebend oder fällt sogar mit geringer Neigung gegen N.

Im Grund der Val Miela ist die Oberjuraserie an der Straße ziemlich vollständig. Das Einfallen ist 60° S. Südlich der Casara Meletta di Gallio streicht das Tithon dort, wo der Rücken sich stärker zu senken beginnt, vollständig horizontal in die Luft aus. Von einer Herabbeugung der Schichten ist hier noch nichts zu sehen. Die jüngeren Juraglieder sind hier also nicht mehr, wie am M. Miela und M. Badeneche, über die ganze Flexur erhalten, sondern an der Stirn sind die Frizzoneschichten durch die Erosion bloßgelegt. Dies hängt offenbar mit der zunehmenden Höhe der Berge zusammen, die wieder — wenigstens teilweise — eine Folge des zunehmenden Betrages der Sieben Gemeindenflexur ist. Denn zwischen der horizontal verlaufenden Jura-Kreidegrenze auf dem M. Meletta und in der obersten Val Frenzela bei Il Buso ergibt sich ihre Sprunghöhe zu 850 bis 900 *m*, also wesentlich mehr als in der Val Gadena.

Am Ausgang des Campo Mulotales, östlich Gallio, ist das Einfallen der Jurakalke rund 45° und schwankt um SW. Das Streichen der Schichten hat sich also von der Val Gadena bis hierher um 90° gedreht. Dem entspricht auch der bogenförmige Verlauf der Flexur auf der Karte. Ihr südlichster Punkt liegt nördlich Il Buso. Folgt man der Straße ins Campo Mulotal nach N, so trifft man ungefähr östlich der Casa Tanzer einen quer über das Tal ziehenden Streifen stark zerrütteten Gesteins, an dem die Felswandeln in auffallender Weise unterbrochen sind und kristalliner Dolomit im N gegen helle, gebankte Kalke im S stößt. Dieselben Kalke liegen mit flacher Schichtstellung nördlich der Störung über dem Dolomit. Es handelt sich also wohl um eine zweite Andeutung eines die Flexur im N begleitenden Bruches, ganz analog dem in der Val Gadena. Der N-Flügel wäre auch hier gehoben, obwohl der Altersunterschied zwischen dem Kalk und dem Dolomit vielleicht nur sehr gering ist, da beide ja an anderen Stellen sicher seitlich ineinander übergehen.

Auf dem Longara-Baldozug liegt die Obergrenze der horizontalen Tithonbänke in ungefähr 1600 *m* Höhe. Der Jura des Liegendchenkels der Flexur ist südlich davon nicht mehr aufgeschlossen. Man findet ihn jedoch sowohl in der Val Gadena und Val Frenzela als auch in der Assaschlucht ungefähr 850 *m* hoch. Wir werden deshalb wohl annehmen dürfen, daß er im Untergrund von Asiago in ungefähr demselben Niveau durchzieht. Daraus ergibt sich bei Gallio eine Sprunghöhe der Flexur von 700 bis 800 *m*, also eher etwas weniger als an der Meletta.

Der Rücken gleich östlich des M. Catze bei Asiago wurde von der Besatzung recht treffend als der Kleine Catze bezeichnet. Die Neigung der Schichten des Mittelschenkels der Flexur ist hier eine auffallend geringe. Man mißt im Oberjura 15 bis 20° , weiter nördlich im Lias höchstens 30° und südlich im Biancone ebenfalls 30° . Das Einfallen ist im Durchschnitt südlich. Auch bei Xebbo auf der linken Seite der Val di Nos beträgt die Neigung nur selten mehr als 30° . Diese geringe Neigung ist offenbar die Ursache, warum der Jura beiderseits des genannten Tales gegen N noch mehr als an der Valle di Campo Mulo zurückweicht. Über den M. Catze selbst verläuft der Oberjura des Mittelschenkels mit etwa 30° südlicher bis südöstlicher Neigung. Dann zieht er deutlich sichtbar nordwestlich von Bosco ungefähr am Waldrand hin. Am S-Hang des M. Interrotto hat man südliches Schichtfallen von meist 30 bis 60° . Hier ist die westlichste Stelle, an der sich der Betrag der Flexur noch einigermaßen genau bestimmen läßt. Auf dem nördlichen Teil des Interrotto liegt in etwa 1420 *m* Höhe ein ganz kleiner Rest von roten Jurakalken, wahrscheinlich dem tieferen Malm angehörig. Nehmen wir an, daß dieses Niveau im Untergrund von Canove etwa 820 *m* hoch durchzieht, so wäre die Sprunghöhe der Flexur 600 *m*. Sie scheint also von der Meletta gegen W ziemlich regelmäßig abzunehmen. Im westlichsten Teil der Sette Comuni läßt sich die Höhe der Flexur leider nicht bestimmen, denn der Oberjura des Hangendchenkels ist nirgends nahe genug bei der Stirn vorhanden und eine Messung nach den liassischen Schichtgliedern kann, besonders wegen deren stark wechselnder Mächtigkeit, nur sehr ungenau ausfallen.

Gut aufgeschlossen und bequem zu begehen ist die Sette Comuniflexur wieder in der Assaschlucht. Die Neigung der Schichten ist immer noch gering, nicht über 30° . Das Einfallen hat sich neuerdings etwas gedreht und ist durchschnittlich gegen SSO gerichtet.

In der Gegend von Roana ist das Ausstreichen des Mittelschenkels der Flexur größtenteils von Quartär verhüllt. Von Trogio an wird das Einfallen wieder steiler. Im nächsten Graben westlich des Ortes ist es 45° S. Die Schichtflächen der grauen Wulstkalke des Lias zeigen eine deutliche Streckung und Streifung in der Richtung des Fallens, eine Wirkung der Differenzialbewegung der einzelnen Schichtplatten gegen einander in der konvexen Krümmung. Östlich und westlich Mezza Selva habe ich das Einfallen des Oberjura mit 70° S gemessen. Aber schon 250 bis 300 m südöstlich des Ortes liegt der Biancone der Aufschlüsse auf den Wiesen vollständig horizontal.

In der Val di Martello, westlich des M. Erio, fallen die Schichten ziemlich flach SO, südwestlich des genannten Berges aber lokal über eine gewisse Strecke sanft nach NW. Durch ein regelmäßiges Gewölbe stellt sich sehr bald wieder das frühere SO-Fallen ein. Im westlichen und mittleren Teil der Serpentina nördlich Valle herrscht südliches bis südsüdöstliches Fallen mit Neigungen von 45 bis 55° . Dagegen ist die Schichtstellung unmittelbar nordwestlich der gegen O konvexen Kehre der Straße im grauen Liaskalke senkrecht oder sogar sehr steil nach S überkippt. Das Streichen ist O—W. Diese stärker aufgerichteten Schichten sind von den weiter im W gelegenen, weniger steil gestellten durch eine scharfe Querstörung getrennt, an der sich die Schichtstellung im Streichen plötzlich ändert.

In dem Graben am W-Ende von Valle fällt nächst der Straße roter Knollenkalk steil SO ein. Wenig über der Straße legt er sich sehr rasch flach. Wir haben hier wieder eine sekundäre Stufe in der Flexur vor uns.

Am W-Ausgang von Rotzo liegt Biancone horizontal. Etwas nördlich der Straße, nordöstlich der Kapelle 887 (Sa. Margherita), fällt Tithon in einem kleinen Steinbruch 45° SO. Im ganzen ist die Neigung der Flexur an der Punta Calcheron aber gering. Meine Aufnahmskarte weist meist Fallzeichen mit 15° südlicher Neigung auf. Man überblickt die Lagerungsverhältnisse dieser Region sehr gut von einem Berg auf der rechten Seite des Astico aus, etwa von den Tonezzaspitzen oder dem S-Hang des M. Toraro (vgl. T. 4 f. 2). Man sieht, daß die Verenakalke und Liasoolithe von der Cima di Rotzo bis Castelletto ganz gleichmäßig und sanft mit einer Neigung von vielleicht 20° unter die jüngeren Bildungen an der Assaschlucht eintauchen. Steilere Schichtstellungen haben nur die Bedeutung ganz lokaler Störungen, so an der Straße von S. Pietro nach Castelletto, westlich dieses Ortes, ein ganz kleiner sekundärer Sattel und nördlich an ihn anschließend eine senkrechte Schichtaufrichtung im Verenakalk. Auf der Höhe der Cima di Campolongo und auf ihrem N-Hang herrscht ziemlich flaches nordöstliches Einfallen.

Nach dem Befund nördlich Castelletto wäre zu erwarten, daß die Sieben Gemeindeflexur westlich des Astico allmählich ausklingt, zumal der die Mulde der Sette Comuni fortsetzende Bianconezug bei der Malga Zolle sein Ende erreicht. Diese Vermutung trifft aber keineswegs zu. Vielmehr ist die Flexur an den Tonezzaspitzen besonders kräftig entwickelt. An der Cima Pajle liegt der Verenakalk horizontal. Am O-Abbruch der östlichen Tonezzaspitze dagegen ziehen die Schichten in senkrechter Stellung und west-östlicher Richtung über den Weg, der — vom Passo della Vena beginnend — die Tonezzaspitze im N umgeht. (Vgl. T. 4, f. 1). Im obersten Teil des Berges biegen sich die Gesteinsbänke aber ziemlich rasch nach N um, so daß sie auf dem Gipfel der mittleren, höchsten Spitze nur mehr 7° S fallen. Auch der Dolomit im obersten Teil des N-Hanges des Berges ist steil aufgerichtet. Auf P. 1283 und 1254 aber liegt er schon wieder flach. Um diese Beobachtungen recht zu verstehen, muß man beachten, daß die Tonezzaspitzen gegenüber der Cima Pajle gegen N vorspringen. Da das Streichen genau west-östlich ist, liegt die Fortsetzung der senkrecht aufgerichteten Verenakalke der Tonezzaspitzen jedenfalls nördlich der Cima Pajle in der Luft oberhalb der Valle di Valpegara. Der Gegensatz zwischen den beiden Talseiten des Astico beruht darauf, daß die Senkung der

Schichten auf dem S-Hang der Cima di Rotzo mit geringer Neigung auf breitem Raum erfolgt, während sie in den Tonezzaspitzen auf ganz schmalen Raum zusammengedrängt ist und mit zwei scharfen Knicken abschließt. Die Sprunghöhe der Flexur läßt sich hier wegen der geringen Schärfe und sehr mangelhaften Niveaubeständigkeit der Grenze zwischen Veranakalk und Grenzdolomit nur annähernd bestimmen, nicht so genau, als wo der Oberjura herangezogen werden konnte. Die Niveaudifferenz des Hangend- und Liegendflügels dürfte 600 bis 700 *m* betragen. Einen weiteren Einblick in den Bau der Flexur gewähren die Aufschlüsse an der Straße Passo della Vena—Tonezza und zu ihren Seiten. (Vergl. auch Textfigur 49.) Am Venapaß liegen die Dolomitschichten flach. Auf der Straße gegen Grotti stellen sich aber bald sehr steil aufgerichtete Veranakalkbänke ein. Gleich nach Kilometer 0·9 ist die Stellung senkrecht und wieder gleich daneben ist das Einfallen 75° NNO, offenbar überkippt. So bleibt es bis Kilometer 1·1. Dann wird die Überkipfung noch stärker, das Einfallen 25 bis 50° NO bis NNO. Bei Kilometer 1·7 fällt der Kalk 35° NNW, bei dem Straßenknie, Kilometer 2, 45° N. Jenseits dieser ersten Kehre, zwischen Kilometer 2·3 und 2·4, fällt typischer Liasoolith 20° NNO. Bei dem gegen W konvexen Straßenknie nördlich Baiti i Monti wird er von ganz gleich gelagerten Noriglioschichten mit *Lithiotis*-Bänken unterteuft. Ziemlich flaches, überkipptes N-Fallen hält nun in den grauen Kalken längs der Straße bis zu der Abzweigung des Weges, der nördlich um die Tonezzaspitzen herumführt, an. Geht man weiter auf der Straße hinunter, so wird das Einfallen senkrecht und schließlich normal, südlich. Etwas nach Straßenkilometer 3·9, gerade bei der Kehre nördlich Grotti, beträgt die Neigung 55° , weiter schwankt sie zwischen 50 und 90° . Die Schichtflächen der grauen Kalke sind hier deutlich in der Richtung des Fallens geschrammt, die *Lithiotis*-Schalen sind in die Länge gezogen, das Gestein zeigt also klare Spuren von Streckung. An dem gegen S verlaufenden Stück der Straße westlich Grotti legen sich auf die Noriglioschichten ganz wenige, stark reduzierte Bänke von roten und gelben Jurakalken. Dann folgt sogleich der Biancone, der — von lokalen Abweichungen abgesehen — meist mittelsteil S fällt. Ich habe den reduzierten Jura an der Flexur auch noch etwas westlich des eben beschriebenen Profils an der Straße, aber noch östlich Baiti i Monti, untersucht. Er besteht aus einigen Bänken roten, etwas knolligen Kalkes, die hier — zum Unterschied von dem eben beschriebenen Profil — noch in die überstürzte Lagerung einbezogen sind und unter die 55° N fallenden *Lithiotis*-Schichten eintauchen. Erst der Biancone legt sich normal und dann flach.

Fassen wir die ausführlich wiedergegebenen Beobachtungen über den N-Rand der Kreidemulde von Tonezza zusammen, so ergibt sich, daß die Sieben Gemeindenflexur hier ungewöhnlich steil ist und daß der unterste Teil des Mittelschenkels deutlich gegen S überkippt ist. Der Betrag der Überfaltung dürfte freilich auch hier nicht bedeutend sein. Der große Gegensatz zwischen der Ausbildungsweise der Kniefalte auf der linken und rechten Seite des Asticotales legt die Vermutung sehr nahe, daß dieses einer Querstörung folgt, an der die steil aufgerichteten Schichten des W-Hanges gegen die sanft geneigten des Osthanges stoßen.

A. Negri hat die Überkipfung nördlich Tonezza ganz richtig beobachtet und ihre Beziehung zur Sieben Gemeindenflexur erkannt. Die zwei Verwerfungen, die er auf seiner Fig. 2 darstellt, habe ich nicht gesehen. Es geht jedoch aus dem Text Negris hervor, daß auch er sie nicht direkt beobachtet hat⁶⁾. Man darf wohl annehmen, daß es sich auch hier nur um scharfe Umbiegungen, verbunden mit den mechanisch notwendigen Differentialbewegungen zwischen den einzelnen Schichten handelt. Im Detail ist Negris Profil 2 deshalb nicht ganz richtig, weil seine Stratigraphie — wenigstens nach meiner bei späterer Gelegenheit genau zu begründenden Auffassung — nicht durchwegs zutrifft. Vor allem scheint er mir — wie so viele — den Liasoolith irrtümlich als Doggeroolith angesprochen zu haben.

Nachdem wir den Verlauf der Sieben Gemeindenflexur vom M. Lambara bis zum Spitz Tonezza verfolgt und verschiedene Abänderungen ihres Baues kennen gelernt haben, erübrigt uns noch, die Art zu unter-

⁶⁾ Vicentino, p. 90.

suchen, wie dieses bedeutsame tektonische Element im W und O sein Ende erreicht. Im Anschluß an die letzten Detailbeschreibungen betrachten wir am besten zunächst das W-Ende. Die Kreidemulde von Tonezza streicht hoch über dem Rio freddotal in die Luft aus. Der M. Tormeno besteht nur aus obertriadischem Dolomit und unterliassischem Verenakalk. An den Hängen des M. Campomolon und M. Toraro ist ebenso wenig etwas von der Flexur zu bemerken als am Kamm des M. Maggio und M. Majo. Es ist also klar, daß die große Kniefalte sich westlich des Tonezzaplateaus nicht mehr weit in der alten Richtung fortsetzen kann. Daß der das Tonezzaplateau merklich überragende Gipfel des Tormeno ganz aus Verenakalk besteht, deutet aber eine allgemeine Hebung der Schichten gegen W an. Es wäre wohl kaum möglich, über die Art der Endigung der Kreidemulde Näheres zu erfahren, wenn nicht zwischen dem M. Tormeno und den Porte di Toraro eine Scholle an zwei Brüchen grabenartig eingesunken wäre, auf der bei den beiden Malghe Zolle eine kleine Partie von Oberjura und Unterkreide von der Denudation verschont geblieben ist. Die Brüche dieser Region werden später zu besprechen sein (vgl. Bruch Nr. 41 und 47); für jetzt interessiert uns in erster Linie die Neigung der Schichten. Diese ist im ganzen Bereich der Cima Asarea ganz vorwiegend gegen O gerichtet und dabei manchmal recht steil, bis 60 und 70°. Zwischen Cima Asarea und Malga Barbarena ist das Einfallen mehr wechselnd, dürfte

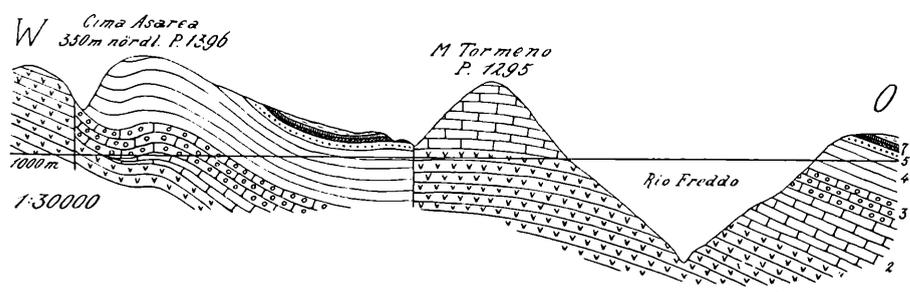


Fig. 9. O—W-Profil über den M. Tormeno. Das Westende der Sieben Gemeindenflexur mit dem Tormeno- und dem Asareabruch.

- | | |
|-------------------------------------|------------------------|
| 1 = Grenzdolomit. | 5 = Bunte Jurakalke. |
| 2 = Verenakalk, gegen W auskeilend. | 6 = Rote Knollenkalke. |
| 3 = Liasoolith. | 7 = Weiße Majolica. |
| 4 = Noriglioschichten. | 8 = Biancône. |

aber im Durchschnitt südöstlich und weniger steil sein. Außerordentlich wirr ist die Lagerung zwischen Malga Zolle di dentro und M. Seluggio. Steiles nördliches und südliches Fallen wechselt mehrmals. Es scheint sich dabei aber nur um kleine Störungen zu handeln, ohne daß die Höhenlage der Schichtglieder im ganzen starke Änderungen erführe. Diese Beobachtungen sprechen dafür, daß die Sieben Gemeindenflexur gleich westlich des Passo della Vena im Bogen gegen S umschwenkt, wobei sie an Steilheit wieder wesentlich verliert und daß die Cima Asarea dem Mittelschenkel angehört und etwa als ein Homologon der Punta Calcheron auf der linken Seite des Astico anzusehen ist. (Vgl. Fig. 9.) Weiter streicht die Flexur gegen Castana in die Luft aus. Südlich des Posinatales ist von einer Kniefalte nichts zu bemerken. Nach den guten Karten Maddalenas und Fabianis liegt der Verenakalk auf dem Priaforàmassiv fast flach und ca. 1500 bis 1600 m hoch, also gut 400 m höher, als am M. Cimone. Man könnte vermuten, daß diese Niveaudifferenz durch einen Schichtabfall vermittelt wird, der als die Fortsetzung desjenigen von der Cima Asarea anzusehen ist, so daß die Sieben Gemeindenflexur einen vollständigen Halbkreis beschriebe. Tatsächlich erwähnt beispielsweise Bittner⁷⁾, daß die Schichten am Hang südlich Velo d'Astico stark gegen N neigen, so daß der Hauptdolomit stets die Tendenz hat, auf der Oberfläche des Wengener Eruptivgesteins abzurutschen. Es wäre aber an sich auch nicht unwahrscheinlich, daß zwischen Cimone und Priaforà ein Bruch durchläuft, der in dem Dolomitgebiet bei Arsiero noch nicht erkannt wurde⁸⁾. Südlich der Kreidemulde der Sieben Gemeinden steigen die Schichten im Cengio-

⁷⁾ Recoaro, p. 630. — ⁸⁾ Schon Taramelli scheint dies vermutet zu haben. Vgl. weiter unten im Abschnitt über die Brüche östlich der Schiolinie.

stock gegen S allmählich wieder an (vgl. auch unten S. 32). Nach dem eben Gesagten wäre es denkbar, daß diese südliche Umrahmung der Mulde über Arsiero, die Cima Asarea und die Tonezzaspitzen mit dem nördlichen Muldenrand direkt zusammenhängt. Die Mulde wäre also im W vollständig geschlossen. Ein voller Beweis für eine solche Vorstellung scheint mir aber noch nicht erbracht zu sein. Für sicher kann nur gelten, daß die Sette Comuniflexe an ihrem W-Ende rasch gegen S umbiegt.

Wir kehren schließlich in den östlichen Teil der Sieben Gemeinden zurück und verfolgen die Flexur von der Val Gadena nach O (vgl. Taf. 1). Auch hier beschreibt sie einen auffallenden Bogen, aber im entgegengesetzten Sinn, als am W-Ende. Südlich der Häusergruppe Godenella und bis Alessi liegen die Kreideschichten flach. Nördlich jenes Ortes herrscht mittelsteiles SSO-Fallen. Wo die Straße das Tal zwischen Marinelli und Dori (Val di Rolfe) kreuzt, sind die Schichten lokal stark gestört. (Wohl im Zusammenhang damit entspringt hier etwas oberhalb der Straße eine Quelle.) Eine größere Bedeutung scheint dieser Störung jedoch nicht zuzukommen. Ihr genaues Wesen war nicht zu erkennen, da sie vollständig im Biancone liegt. Östlich Lerche ist das herrschende Schichtfallen 25 bis 50° SO, wenn auch gelegentlich ganz abweichende Schichtstellungen vorkommen. In der Gegend von Lisarella hat es sich schon nach OSO bis rein O gedreht. Zwischen SO und O schwankt es auch in dem Gebiet zwischen Enego und der Casara del Tombal. Der ganze bisher beschriebene Hang besteht nur aus Kreide, u. zw. scheinbar nur aus dem hier sehr mächtigen Biancone. Die roten Knollenkalke des Oberjura erscheinen erst an der Oberkante der Wände, die die Brenta begleiten. Sie liegen an den Straßenserpentinien nordöstlich Enego bloß etwa 450 m ü. d. M. Von hier heben sie sich langsam gegen S, so daß sie westlich Cismon etwa 700 m Höhe erreichen. Auch westwärts von den Straßenserpentinien steigen die Schichten an, zuerst langsam, dann rascher, und gerade nordöstlich des Trigonometers M. Lisser tangiert der Ausstrich des Obertithon fast die 1500 m-Schichtenlinie. Darf man die ganze so ermittelte Niveaudifferenz der umgeschwenkten Fortsetzung der Sieben Gemeindenflexur zuschreiben, so bekommt man hier eine Sprunghöhe von über 1000 m, also bedeutend mehr, als an irgend einer Stelle des west-östlichen Verlaufes der Kniefalte. Allerdings ist die Absenkung der Schichten eine relativ sanfte, doch ist die Neigung nicht geringer, als etwa südlich der Cima di Rotzo oder am Kleinen M. Catze.

Etwa längs einer Geraden vom Lissergipfel nach NO kehrt sich das Fallen nun um und wird mäßig steil nordwestlich. Der Ausstrich des Tithon senkt sich bis 1200 m. Von Tana nach N wird die Lagerung flach und es erfolgt unmittelbar der Übergang in den Liegendschenkel der Col Meneghiniflexur bei Frizzone.

Mit anderen Worten lassen sich die zuletzt beschriebenen Beobachtungen so ausdrücken: Aus dem M. Lisser streicht in nordöstlicher Richtung eine Antiklinale heraus, deren Achse sich gegen die Brenta zu stark senkt. Die Entwicklung der beiden Schenkel der Falte ist aber außerordentlich verschieden: der nordwestliche mißt nur 300, der südöstliche fast 1100 m Höhe. Es erscheint deshalb richtiger, von einer Flexur zu sprechen, deren Hangendschenkel sekundär eingemuldet ist. Wir dürfen wohl annehmen, daß diese Einmuldung mit der Stauchung des Hangendschenkels infolge der Drehung des Streichens zusammenhängt. Fassen wir den nur 450 m hoch gelegenen Oberjura beiderseits des Brentaknies unterhalb Primolano ins Auge, so zeigt sich, daß diese tiefe Lage durch eine lebhaft Absenkung der Schichten vermittelt wird. Diese Absenkung geschieht jedoch auf den beiden Seiten des Flusses in verschiedener Weise. Auf der O-Seite wird sie durch die einzige, gegen 900 m hohe, gegen S gekehrte überkippte Falte des Colle dei Barchi vermittelt. (Siehe S. 20.) Auf der W-Seite senken sich die Juraschichten an der zerrissenen Col Meneghiniflexur zunächst um etwa 300 m gegen S. Dann heben sie sich etwa eben so viel in südöstlicher Richtung, um schließlich in rein östlicher Richtung neuerdings 1000 m tief hinabzutauchen.

Um die eigentümlichen Verhältnisse am O-Ende der Sette Comuniflexur anschaulicher zu machen, wurde auf Taf. 1 der Versuch unternommen, die heutige Gestalt der Oberfläche des Tithon in einer Isohypsenkarte darzustellen, die nach dem schon Gesagten wohl keiner Erläuterung mit Worten mehr bedarf.

Es wird sich empfehlen, die vorstehende lange Beschreibung der Sieben Gemeindenflexur nunmehr abschließend zusammenzufassen. Auf rund 35 km Länge konnten wir dieses wichtige tektonische Element, dessen allgemeinen Verlauf übrigens Vacek schon 1877 im wesentlichen richtig wiedergegeben hat⁹⁾, verfolgen. Das natürliche Ende ist sowohl im W als im O durch eine rasche Umbiegung gegeben, die jedoch hier nach N, gegen den Hangendschenkel zu, dort aber nach S, in der Richtung des Liegendschenkels erfolgt. Die größte Sprunghöhe liegt im östlichsten Teil und beträgt am M. Meletta 850 bis 900 m, am M. Lisser unter den dortigen besonderen Verhältnissen sogar über 1000 m. Die Streichrichtung der Kniefalte ist im ganzen WSW—ONO. Nördlich Gallio und Asiago liegt eine flache, aber deutlich konkave Einbuchtung. Die Neigung des Mittelschenkels wechselt innerhalb sehr weiter Grenzen, zwischen etwa 20° und mehr als 90°. Die geringsten Winkel finden sich nördlich Asiago und bei Castelletto. Deutliche Überkipfung ist nur am Fuß der Tonezza-spitzen vorhanden. Unterteilungen des Mittelschenkels durch flache Stufen spielen nur eine geringe Rolle. Während die absolute Höhenlage der Antiklinalwölbung um mehrere hundert Meter wechselt, bleibt diejenige des Liegendschenkels nächst der Synklinalstirn über große Strecken auffallend gleich. Die Meereshöhe des Tithon ergibt sich in der Val Gadena, in der oberen Val Frenzela, im Assatal westlich Canove und bei Castelletto zu ungefähr 850 m. Etwas höher liegt die Jura-Kreidegrenze im nördlichen Teil des Tonezza-plateaus, nämlich ca. 950 m, und ein rascher Abfall erfolgt gegen Enego zu. Sowohl die synklinale als die antiklinale Umbiegung der Schichten geschieht sehr rasch. Es ist im Terrain oft sehr auffallend, wie nahe bei den steil gegen S einschließenden Jurakalken der Biancone schon ganz horizontal lagert. In der Antiklinalstirn wurde in einigen Fällen eine steil unter den Hangendflügel einfallende Störung beobachtet. Es ist jedoch sehr zweifelhaft, ob dieser Bruch das ganze Schichtpaket durchtrennt und nicht vielmehr den Charakter einer bloßen Differenzialbewegungsfläche hat. Ich denke mir seine Entstehung so: Bei einer scharfen Umbiegung müssen die einzelnen Schichten aneinander gleiten, wenn nicht in der Stirnwölbung radiale, gegen außen erweiterte Sprünge entstehen, was in unserem Falle nicht zutrifft. Das Gleiten erfolgt in dem gezerrten Mittelschenkel sicher leichter, als in dem geschobenen Hangendschenkel. Die Bewegung wird daher vorwiegend in jenen verlegt. Unter diesen Umständen wird die Verbindungsebene der Knickungsstellen aller einzelnen Schichtplatten nicht mit der Halbierenden des Winkels zwischen Hangendschenkel und Mittelschenkel zusammenfallen. Dann muß aber, wie aus Textfig. 10 unmittelbar hervorgeht, in den inneren Teilen der Antiklinale eine steile Überschiebung älterer Schichten des Hangendschenkels auf etwas jüngere des Mittelschenkels zustande kommen. Die Übereinstimmung der Textfiguren 10 mit den Beobachtungen in der Val Gadena ist eine sehr große und wohl geeignet, diese Hypothese zu stützen.

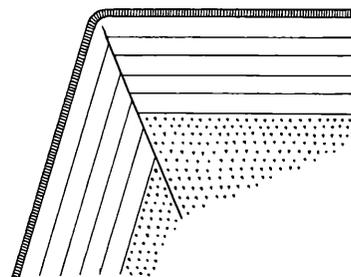


Fig. 10. Zur Erklärung der Störung im Antiklinalgewölbe der Sieben Gemeindenflexur. (Vgl. Text.)

D. Faltungserscheinungen zwischen dem Westende der Sieben Gemeinden-Flexur und Rovereto.

Für das Verständnis der Mechanik der Gebirgsbildung in den Lessinischen Alpen ist eine an sich nicht sehr bedeutende Störung von Wichtigkeit, die in der Tiefe des Tales südlich Folgaria und Mezzomonte vielfach aufgeschlossen ist und dessen Verlauf mit bedingt zu haben scheint, die ich deshalb als die Roßbachflexur bezeichnen will. Gerade südlich der Pfarrkirche von Folgaria (etwas oberhalb der Brücke 964 der Sektionskopie) teilt ein Bergvorsprung das Tal in zwei Äste. Blickt man von der genannten Brücke (die auch auf der

⁹⁾ Vacek: Vorlage der Karte, S. 301 bis 302.

Spezialkarte eingezeichnet, aber nicht kotiert ist) talaufwärts, so stellt sich die Lagerung folgendermaßen dar: In dem hydrographisch linken Talast liegen die Noriglioschichten flach, ebenso auf der N-Seite des rechten Talastes. Gerade an der Spitze des Spornes aber biegen sie sich mit einem scharfen Knick unter 45° gegen N herunter und fallen so bis auf den Grund des rechten Grabens. Dort müssen sie sich wohl ganz plötzlich wieder flach legen, doch ist die Stelle verstürzt. (Vergl. T. 5 f. 3.)

Ungefähr südöstlich S. Valentino ist unten im Roßbach eine 45° N fallende Schichtfläche entblößt, die wohl zu derselben Flexur gehört, die ich aber nicht näher untersucht habe. Am besten aufgeschlossen ist die besprochene Störung aber in der Gegend zwischen Molini di Folgaria und dem Ondertoller (vgl. Fig. 11). Die Wandeln, die südlich der Straße Guardia—Molini d. F. in ca. 800 m Höhe den Roßbach begleiten, bestehen aus flach gelagertem Liasoolith. Auf diesem Gestein steht auch die nördliche neue Kirche von Guardia. Am Fuß der Wandeln beugen sich die Schichten nordwärts herunter. In dem Graben, dessen einer Ast von Molino vecchio herunter kommt und der südlich Mezzomonte von links in den Roßbach mündet, ist die Schrägstellung

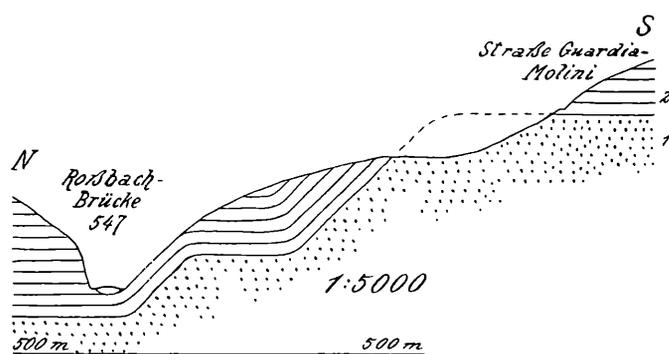


Fig. 11. Bau des linken Roßbachufers 450 m unterhalb Molini di Folgaria.
1 = Grenzdolomit. 2 = Liasoolith.

der Schichten schön zu sehen. Nördlich des Fahrweges Guardia—Molini hat der Bach ein Stück weit bis auf den Grenzdolomit erodiert, der hier also im Kern der Kniefalte zum Vorschein kommt. Etwas unterhalb des Fahrweges, aber noch oberhalb der Talsohle des Roßbaches, legen sich die Schichten flach. Auf diesen horizontalen Oolithbänken scheint auch die Häusergruppe Molini östlich der Straßenbrücke über den Roßbach zu stehen. Folgt man dem Tal aber bis zu der nächsten Brücke (der des Fußweges von Mezzomonte zum Ondertoller, Kote 547 der Sektionskopie) gegen W, so sieht man, daß die erwähnten horizontalen Schichten nur eine schmale Stufe in der Flexur bilden, nördlich derer die Gesteinsbänke noch einmal mit 45° Neigung gegen N einschließen, um erst gerade bei der zuletzt erwähnten Brücke endgültig eine schwebende Lagerung anzunehmen. Alle Änderungen der Schichtstellung erfolgen sehr rasch an ganz knappen Umbiegungen. Auch südlich Mezzomonte schließt der Roßbach noch einmal schräg gestellte Schichten auf. Dann tritt er vollständig in den nördlichen, liegenden Flügel der Flexur ein, dem auch die Wandeln nördlich des Ondertoller angehören. Zwischen diesem Gehöft und Guardia stehen Noriglioschichten an, deren Lagerung aber wegen ihrer weitgehenden Zertrümmerung nicht zu ermitteln war. Sie dürften wohl die Stelle des Mittelschenkels der Flexur einnehmen. Etwa 250 m südwestlich des Ondertoller zieht dann eine sehr bedeutende, später zu besprechende Verwerfung durch. Obwohl der Zusammenhang der beschriebenen Aufschlüsse nicht besonders übersichtlich ist, beweisen sie doch sicher, daß im oberen Roßbachtal eine gegen N gerichtete Flexur vorhanden ist.

Kleblsberg¹⁰⁾ bringt die Störung bei Molini di Folgaria mit einer Verwerfung nächst der Malga Parisa in Verbindung und bezeichnet die ganze Linie als Pencilbruch. In Anbetracht des Umstandes, daß der Charakter der so zusammengefaßten tektonischen Erscheinungen ein stark verschiedener ist, während die Flexur von Molini im Roßbachtal südlich Folgaria ein ganz auffallendes Analogon hat, kann ich diese Vorstellung nicht teilen.

Eine andere, kleine, etwas überkippte Kniefalte, die in den Liasoolithen der Wände nördlich des Finocchio-

¹⁰⁾ Schiolinie, S. 257.

gipfels entblößt ist, hat die für die Gegend normale Stellung mit dem Liegendflügel im S. Der Höhenunterschied beträgt nur etwa 40 *m*. Die Überkippung ist auf beiden Seiten der Schlucht, die vom Finocchigipfel nach N hinunterführt, deutlich zu sehen. Auf der rechten Seite mißt man das Einfallen in ungefähr 1225 *m* Höhe mit 50° N. Sicher zu dieser Flexur gehören auch die ziemlich kräftigen Störungen des Oberjura, die an den Kehren der Straße Finocchio—Volano etwa 700 *m* nordnordwestlich Trigonometrie 1603 zu sehen sind. Das Einfallen ist hier südwestlich, meist mit 45 bis 60° Neigung. Es scheint also die Überkippung auf die tieferen Schichtglieder beschränkt zu sein. Aber auch der Oberjura ist sehr gestört und an Mächtigkeit reduziert.

Auf kleinere Schichtverbiegungen, die natürlich noch an vielen Stellen beobachtet wurden, kann hier nicht eingegangen werden. Dagegen ist es wichtig, den Spuren eines zweiten Faltensystems nachzugehen, das sich von dem lessinischen, dem alle bisher besprochenen Störungen angehören, durch ein abweichendes, nämlich nordnordöstliches Streichen auffallend unterscheidet. Diese judikarische Faltungsrichtung herrscht innerhalb des mir selbst bekannten Gebietes nur vom Etschtal bis zur Vallarsa und bis zur Malga del Finocchio nach O. In deutlichen Spuren ist es auch weiter im N, aber immer nur nächst dem Etschtal, zu erkennen. Auf dem N-Ende des Zugnarückens ist das Einfallen meist 10 bis 40° WNW, mit Schwankungen zwischen WSW und NNW. Besonders regelmäßig ist die Lagerung zwischen Rovereto und Volano. Daß aber auch hier gelegentlich kniefaltenähnliche Gebilde vorkommen, zeigen die Aufschlüsse auf dem N-Hang des Lenotales unmittelbar östlich Rovereto, sowohl an der Hauptstraße als auch an dem oberen Fahrweg, der an S. Biaggio vorbeiführt. Auf der O-Seite des Kastells von Rovereto mißt man das Einfallen mit 20° NW. Etwa 600 *m* östlich des Kastells hat es bis 60 und 70° W wenig N zugenommen, um weiterhin mit einigen untergeordneten Verbiegungen rasch in eine lokal schwebende Lagerung überzugehen. Es ist zu beachten, daß diese kleine Flexur gegen W gerichtet ist, also umgekehrt, wie die großen liegenden Falten westlich der Etsch.

Einige Unregelmäßigkeiten in der Fallrichtung machen sich in Volano und dessen unmittelbarer Umgebung bemerkbar. So weit es sich dabei nicht nur um Schleppungen an Brüchen handelt, dürften vielleicht Interferenzerscheinungen zwischen judikarischem und lessinischem Streichen vorliegen. Irgend eine Gesetzmäßigkeit als Ausdruck dieser Interferenz vermochte ich aber nicht zu erkennen.

Viel interessanter ist, daß einzelne Beispiele eines ungefähr nordsüdlichen Streichens von Schichtverbiegungen ziemlich weit nach O verfolgt werden können. So ist eine bemerkenswerte, gegen O überkippte Schichtfolge auf der NO-Seite der Kote 1380 (Nauck der Sektionskopie), an der Straße Serrada—Finocchio zu beobachten (vgl. unten bei Bruch Nr. 105). Daß diese Überkippung nur rein lokal ist, geht daraus hervor, daß sie auf der SO-Seite des Nauck, an der Straße Serrada—Piazza, weder von mir noch von Klebelsberg aufgefunden werden konnte. Eine andere Querstörung zeigt sich dort, wo die Straße von Folgaria zum Werk Cherle die Val Orsara (das oberste Asticotale) überschreitet. Oberjura und Kreide sind stark gestört und fallen steil bis fast senkrecht W bis NW. In etwas abgeschwächter Form ist diese Schichtaufrichtung auch noch ein Stück weit südwärts der Straße, gegen den Plaut zu verfolgen. Ob die erwähnten Querstörungen als judikarisch bezeichnet werden können oder ob sie rein lokalen Ablenkungen der gebirgsbildenden Kraft ihre Entstehung verdanken, ist schwer zu sagen.

E. Die Marosticaflexur und das Gebiet unmittelbar nördlich von ihr.

Mit dem vorigen Kapitel schließt die Beschreibung der Faltungserscheinungen, die ich selbst genauer beobachten konnte. Die nun zu besprechenden Gebiete kenne ich durch Augenschein nicht oder nur ganz flüchtig. Glücklicherweise ist aber die Literatur über große Teile von ihnen sehr reich und wertvoll. Die höchst wichtige Monographie Fabianis über den Pasubio lag mir bei Abfassung des Manuskriptes noch nicht vor. Ich habe ihre wesentlichsten Ergebnisse aber nachträglich einzuschalten versucht.

1. Die Antiklinale von Recoaro.

Wie wir auf Seite 24 gesehen haben, liegt das Tithon in der Mulde der Sieben Gemeinden, im Untergrund von Asiago, Gallio und Foza durchwegs etwa 850 *m* über dem Meere. Von hier heben sich die Schichten offenbar langsam gegen S. Denn nach den Karten von Negri und Fabiani würde sich die Obergrenze des Jura über der Cima di Fonte etwa 1520, auf dem M. Bertiaga etwa 1300, auf der Montagnola 1100, auf dem M. Caina 1025 und auf dem M. Campolongo nördlich davon etwa 1100 *m* ü. d. M. befinden. Auch meine eigenen Beobachtungen in der Val Gadena und auf dem Plateau von Tonezza haben das Ansteigen der Schichten gegen S deutlich ergeben. Es schließt so an die Mulde der Sette Comuni im S eine sehr breite und flache Antiklinale an, deren Achse sich gegen W langsam hebt. Diese Hebung hält auch westlich des Astico an. Es wurde schon erwähnt, daß die Liegendgrenze des Lias sich im Priaforàmassiv etwa 1550 *m* ü. d. M. befindet. Nehmen wir für die ganze Juraformation eine Mächtigkeit von 400 *m* an, so ergibt dies für die Höhenlage des Obertithon schon fast 2000 *m*. Während zwischen Astico und Brenta keine tieferen Schichten als der Hauptdolomit erschlossen sind, erscheint jetzt im Kern der Aufwölbung die Untertrias des Tretto. Von dem nördlichen Teile der sog. Schiolinie wird nun die ganze Antiklinale abgeschnitten. Ihre Fortsetzung im Gebiet von Recoaro wird gleich zu besprechen sein. Zunächst kehren wir noch einmal in den südlichen Teil der Sieben Gemeinden zurück.

Nächst dem Astico und nächst der Brenta geht die besprochene Aufwölbung südwärts unmittelbar in die große Flexur über, die die Lessinischen Alpen von Bassano bis Campofontana durchzieht und die ich als die Marosticaflexur bezeichnen will. In einem mittleren Abschnitt aber, in der Gegend von S. Giacomo, Sa. Caterina di Lusiana, Conco und Fontanelle, ist zwischen der Antiklinale und der Flexur noch eine deutliche, wenn auch ziemlich flache Synklinale eingeschaltet, die bei dem ersten der genannten Orte als Muldenkern etwas Scaglia enthält. Das Streichen der Synklinale scheint mit dem der Flexur einen spitzen Winkel zu bilden, so daß sie westlich der Landschaft Lusiana mit ihr zusammenläuft. Ostwärts ist sie in der ausgedehnten, flachgelagerten Bianconeregion von Rubbio nicht mehr weiter zu verfolgen.

Die Natur der Bruchlinie Schio—Vicenza wird an späterer Stelle eingehend zu erörtern sein. Für jetzt stellen wir nur fest, daß die Schichten südwestlich dieser Störung durchwegs tektonisch höher liegen, als nordöstlich von ihr. Die Wirkung des Bruches auf die große Antiklinale der südlichen Sieben Gemeinden äußert sich deshalb in einer bedeutenden Verstärkung der allgemeinen Hebung ihrer Achse gegen W. Im Gebiet von Valli dei Signori und Recoaro kommt nun auch die kristalline Unterlage zum Vorschein. Maddalena macht darauf aufmerksam, daß die Hangendgrenze des Kristallin im Leoragebiet und im Posinabecken fast genau gleich hoch, nämlich etwa 700 *m* über dem Meere liegt¹¹⁾. Die Achse der Antiklinale dürfte sich von hier mit einer leichten Schwenkung in der Richtung gegen Ala fortsetzen, wobei sie sich jedoch nun rasch wieder senkt. An der Etsch verschwindet sie in der Unterlage der judikarisch streichenden Falten des M. Baldozuges, in der sie auf der rechten Talseite noch als eine äußerst flache, quere Aufwölbung des Dolomits mit dem Scheitel westlich von Ala bemerkbar ist.

2. Die Marosticaflexur.

Den Rand der den S-Teil der Sieben Gemeinden und das Gebiet von Recoaro einnehmenden Aufwölbung bildet, wie schon erwähnt, wieder eine gewaltige Kniefalte. Obwohl unsere Kenntnis derselben eine ziemlich ungleichmäßige ist, ermöglicht das Studium der Literatur doch, sich eine für die Zwecke dieser Arbeit genügende Vorstellung von ihrem Verlauf zu bilden. Der Grundcharakter der Störung und ihre Einheitlichkeit von Bassano bis westlich Schio wurde bald erkannt. Freilich wird sie in der älteren Literatur nicht gerade selten

¹¹⁾ Vicento, p. 704.

als Bruch bezeichnet. (Molon, der sie der Schiolinie ganz gleichstellt, ja selbst noch Oppenheim¹².) Doch fehlt auch bei diesen Autoren nicht der Hinweis darauf, daß die Schichten längs des sog. Bruches steil aufgerichtet bis überstürzt sind, so daß es sich wohl mehr um eine inkorrekte Nomenklatur handelt.)

a) Zwischen Brenta und Astico.

Die neueste und wichtigste Beschreibung dieses Stückes der Flexur ist die von Fabiani. Sie wird teilweise ergänzt durch Angaben von Bittner, Stefani u. m. a. Selten nur ist die Kniefalte regelmäßig. An den meisten Stellen ist sie überstürzt. Eine deutliche Überkippung besteht beispielsweise schon ganz im O, bei S. Bovo und Val Rovina¹³), dann bei Velo in Lusiana¹⁴). Am stärksten ist aber die Überkippung im westlichsten Teil der Marostica, gegen den Astico zu. Hier, zwischen Calvene und S. Donà, ist das Einfallen des Tertiärs ziemlich flach nach N unter die Kreide gerichtet¹⁵). Auch der Umstand, daß in dem isolierten Aufschluß am Astico südlich Caltrano schon Oligozän mit nur 30° Neigung der Schichten gegen SSO hervorkommt, obwohl die Fortsetzung der Flexur knapp nördlich davon zu vermuten ist, spricht für eine starke und sehr scharfe Überkippung. Hauptdolomit und Tertiär sind einander hier schon sehr genähert, ähnlich wie bei S. Orso. Im ganzen scheint die Überkippung der Schichten gegen W zuzunehmen, womit ja auch übereinstimmt, daß sie östlich der Brenta bald ganz verschwindet¹⁶). Stefanis Angaben allerdings würden mehr darauf hindeuten, daß die Überkippung im O stärker ist als im W¹⁷). In Anbetracht des Widerspruches mit allen anderen Autoren muß ich jedoch diese Darstellung, die auch für den Verlauf der ganzen Flexur ein viel weniger einheitliches Bild geben würde, für irrig halten.

Sekundäre Faltungen des Mittelschenkels kommen öfter vor. Bittner¹⁸) erwähnt solche besonders aus der Gegend von Covolo westlich Lusiana. An dieser Stelle springt das Band der steilgestellten Tertiärschichten in einer ziemlich auffallenden, auf der Karte von Negri allerdings scheinbar etwas übertriebenerweise gegen N vor, worin man vielleicht eine Wirkung der hier ausstreichenden Mulde von S. Giacomo erblicken darf. Fabiani zeichnet Kleinfalten in seinem Profil knapp westlich Crosara, Patrini¹⁹) erwähnt sie aus der Gegend nordöstlich Calvene.

Über die Sprunghöhe der Flexur genaue Angaben zu gewinnen, ist natürlich nicht möglich, da die den Hangendschenkel bildenden Gesteine im Liegendschenkel tief unter dem Meeresspiegel liegen. Aus Fabianis Profilen läßt sich jedoch schätzungsweise entnehmen, daß der Höhenunterschied eher mehr als 1500 m betragen dürfte.

Einer besonderen Erörterung bedarf nur noch eine Frage. Rothpletz beschreibt von der Marosticaflexur ebenso wie von der Sieben Gemeindenflexur einen Längsbruch, der durch die Antiklinalstirn verläuft und das scharfe Aneinanderstoßen der fast horizontalen Schichten des Hangendschenkels mit den vertikalen des Mittelschenkels bewirkt. Der Hangendschenkel wäre an dieser steil N fallenden Bruchfläche etwas auf den Mittelschenkel aufgeschoben²⁰). Beim Aufstieg von Valrovina über den Grat zum M. Caina überschreitet man den Längsbruch in 770 m Höhe. Südlich des Bruches stehen Lias- und Jurakalke steil, nördlich davon liegt obertriadischer Dolomit horizontal. Er wird erst weiter oben wieder von Lias und Jura überlagert. Der Ausstrich des Bruches zieht von hier in etwa westlicher Richtung in die Schlucht nördlich Valrovina hinein. So die Beschreibung von Rothpletz²¹). Vergleichen wir damit die Karte und das Profil von Fabiani, das gerade die von Rothpletz begangene Gegend darstellt, so ergibt sich eine sehr schlechte Übereinstimmung.

¹²) S. Orso, S. 105. — ¹³) Bittner: Bassano, S. 210; Oppenheim: Priabonaschichten, S. 14; Fabiani: Regione montuosa, T. 5, f. A-A'. — ¹⁴) Bittner: Bassano, S. 210. — ¹⁵) Bittner: Marostica, S. 130; Patrini: Chiuppano, S. 662; Fabiani: Regione montuosa, T. 5, f. C-C'. — ¹⁶) Vgl. Diener: Bau und Bild, S. 525. — ¹⁷) Sette Comuni, p. 448. — ¹⁸) Bassano, S. 210. — ¹⁹) Chiuppano, p. 662. — ²⁰) Querschnitt, S. 179 bis 181. — ²¹) l. c., S. 181 u. 182.

Fabiani dürfte jedenfalls darin recht haben, daß auf der S-Seite des M. Caina kein Triasdolomit zutage kommt. Rothpletz ließ sich wahrscheinlich durch eine dolomitische Partie im Lias täuschen, wodurch seine Konstatierung der Überschiebung wesentlich an Sicherheit verliert. Fabiani zeichnet nichts von einer solchen. Im Text sagt er ausdrücklich, daß in der ganzen Gegend überhaupt weder Quer- noch Längsbrüche vorkommen²²). Stefani bestreitet ebenfalls entschieden das Auftreten eines Längsbruches in der Marosticaflexur²³). Ich möchte aber, besonders nach meinen Beobachtungen an der Sieben Gemeindeflexur, doch nicht leichten Herzens annehmen, daß ein so gewiegter Alpengeologe wie Rothpletz sich einfach geirrt hat, wenn er sagt, daß die steil N fallende Bruchfläche zu beiden Seiten des Brentatales weithin zu sehen ist. Vermutlich liegt hier eine ähnliche Differenzialbewegung wie in der Val Gadena zugrunde (vgl. oben S. 23 und 29), deren Bedeutung Rothpletz allerdings wohl überschätzt haben dürfte.

b) Westlich des Astico.

Von S. Donà bis Piovene ist die Marosticaflexur durch das Quertal des Astico mit seinen mächtigen Alluvien dem Einblick entzogen. Ihre Fortsetzung bildet die Überkippsregion am SO-Rand des Priaforàmassivs und weiterhin jene Störung, die Schauroth als die diagonale Dislokationsspalte des Gebietes von Recoaro beschrieben hatte. Sie ist als vollkommen einheitliche Aufrichtungszone bis an den Illasi zu verfolgen. Sueß scheint zwar eine zeitlang angenommen zu haben, daß die Flexur an der Schiolinie endigt und daß in der Gegend von Campo fontana eine neue, selbständige Kniefalte beginnt²⁴). Eine solche Vorstellung ist jedoch durch die späteren Untersuchungen vollständig widerlegt worden. Tornquist hat deutlich gemacht, daß die große Flexur im Gebiet von Recoaro und Schio einen sehr schnell wechselnden Aufbau zeigt. Die Faltingszone zerfällt durch Querstörungen in viele gegeneinander verschobene Schollen, die im Detail des Baues voneinander abweichen. Diese Verschiedenheiten des Baues beruhen vornehmlich auf einer verschiedenen Zusammensetzung der einzelnen Schollen infolge der wechselnden Entwicklung von Intrusivstöcken und der stark schwankenden Mächtigkeit des Spitzkalkes. Im Muschelkalk, in den Wengener Tuffen und in der Kreide gelangen meist weithin ziehende, zusammenhängende Gesteinszonen von steiler bis überkippter Lagerung zur Ausbildung. Der Hauptdolomit spielt eine sehr wechselnde Rolle. Er wird oft auf geringe Entfernung in der Mächtigkeit sehr reduziert und sogar ganz ausgequetscht (eine Erscheinung, die man auch im nordalpinen Hauptdolomit unter ähnlichen tektonischen Bedingungen nicht selten wahrnimmt). Der spröde Spitzkalk endlich ist unter dem Einfluß der gebirgsbildenden Kräfte in viele große Klötze zersprungen, die in komplizierter Weise gegeneinander verschoben sind. Im ganzen kann man wohl mit Bittner sagen, daß der Zusammenschub seinen höchsten Grad zwischen Astico und Leogra erreicht hat, doch ist er auch weiter südwestlich zunächst noch merklich stärker als am S-Rand der Sette Comuni. Die allgemeine Anordnung der tektonischen Elemente ist jedoch beiderseits des Astico dieselbe. Überall bildet die Flexur den S-Rand der oben beschriebenen breiten Aufwölbung (vgl. auch die Profiltafel). Daß der Grad der Überkipfung schon in der SW-Ecke der Sette Comuni zunimmt, wurde bereits oben (S. 33) erwähnt. Das Asticotale mag wohl hier, ganz ähnlich wie an der Stelle, an der es die Sieben Gemeindeflexur durchbricht, einer Querstörung folgen, an der der Betrag der Überfaltung plötzlich verstärkt wird. Daß jedoch der M. Summano vom M. Sunio im wesentlichen nur durch Erosion getrennt ist, wurde wohl niemals verkannt. Wenn Taramelli²⁵) Vacek die Behauptung zuschreibt, die Trennung der beiden Berge sei durch die Tätigkeit der Intrusivgesteine des Tretto erfolgt, beruht dies wohl auf einem Mißverständnis. Vacek versuchte nur — entsprechend den damaligen Ansichten — einen Teil der Schichtstörungen am M. Summano auf die Wirkung der Intrusion zurückzuführen²⁶).

²²) Regione montuosa, p. 40. — ²³) Sette Comuni, p. 447. — ²⁴) Vgl. die Skizze Fig. 29 im „Antlitz der Erde“ I S. 322. — ²⁵) Lias, p. 25. — ²⁶) Vorlage der Karte, S. 302.

Im Anschluß an Tornquist können wir das westlich des Astico gelegene Stück der Marosticaflexur in vier Teile gliedern:

1. Vom Astico bis zum Timonchio.
2. Vom Timonchio bis zum Gogna, d. h. bis zur Schiolinie.
3. Vom Gogna bis zum Agno.
4. Vom Agno bis zum Illasi.

a) Zwischen Astico und Timonchio.

Über das Ostende des M. Summano gibt außer einer kurzen Mitteilung von Negri²⁷⁾ hauptsächlich die Karte in Fabianis „Pasubio“ Aufschluß. Negri sagt, daß gleich südlich Piovene in einem Steinbruch weiße, dichte, fossilleere Kalke, wahrscheinlich des Tithon, mit senkrechter Schichtstellung aufgeschlossen sind. Nach den Karten von demselben Autor und von Fabiani schaltet sich zwischen diesen Oberjura und den Hauptdolomit des Summano noch etwas Liaskalk ein, während am Rand der Ebene ein schmaler Streifen von überstürztem Biancone vorhanden ist, der unter das Tithon einfällt. Fabiani²⁸⁾ beschreibt den Lias als einen wohlgebankten, reinen, elfenbeinweißen oder schwach rötlichen Kalk. Es dürfte sich also nur um Verenekalk handeln, der von dem Oberjura offenbar durch eine Störung getrennt ist, an der die Noriglioschichten unterdrückt wurden.

Weiter westlich, hinter dem Friedhof von S. Orso, ist das Profil nach den Angaben von Negri, Tornquist, Oppenheim und Fabiani²⁹⁾ folgendes:

1. Hangend grusiger Hauptdolomit.
2. Eine stark reduzierte Lage von Biancone, die Tornquist nicht beobachtet hat, die aber Fabiani ausdrücklich angibt.
3. Hellrote Scaglia.
4. Nur im östlichen Teil des Hanges, hinter dem Santuario, ein kugelig abgesonderter Basaltgang zwischen Scaglia und Tertiär.
5. Eine 2 bis 3 *dm* mächtige, grüne oder weiße Tonschicht, die Oppenheim für ein Verwitterungsprodukt der Scaglia hält.
6. Priabonaschichten, fallen 30° N.
7. ? Basalt, nicht gut aufgeschlossen.
8. Nach Tornquist eine kleine, S fallende Scagliapartie. Fabiani konnte den Aufschluß nicht wiederfinden, doch wäre auch nach seiner Darstellung das Vorhandensein von Oberkreide unter dem Alluvium zu vermuten.
9. Basalt.
10. Priabonaschichten bei der Straßenbahnstation S. Orso.

Bezüglich der Deutung dieses Profils bestehen zwischen Tornquist und Oppenheim sehr weitgehende Meinungsverschiedenheiten. Jener stellt sich vor, daß die Schichtglieder 6 bis 10 einen normalen Sattel bilden³⁰⁾, auf den die Scaglia von N her überschoben ist. Dagegen würden nach Oppenheim die Priabonaschichten 6 auf der Scaglia 3 schon ursprünglich transgressiv aufliegen und wären heute überstürzt. Irgendwo zwischen 6 und 8 müßte eine Störung durchlaufen. 8 bis 10 wären dann wieder eine normale Schichtfolge. Oppenheim hält es sogar für möglich, daß die Kreide transgressiv auf dem Hauptdolomit liegt, daß es sich also um eine einfache Überkipfung ganz ohne Unterdrückung von Schichtgliedern handelt. Diese Vorstellung scheint mir

²⁷⁾ Vicentino, p. 95. — ²⁸⁾ Pasubio, p. 24. — ²⁹⁾ Negri: Vicentino, p. 95 u. 96; Tornquist: Triasgebirge, S. 188 u. 189; Oppenheim: Priabonaschichten, S. 10 u. 11 und S. Orso, S. 103 u. 104; Fabiani: Terreni terziari, p. 46 und Pasubio, p. 50. — ³⁰⁾ Vgl. Tornquists Fig. 10.

nun allerdings unhaltbar, nicht nur auf Grund meiner allgemeinen Resultate über die Stratigraphie des lessinischen Mesozoicums und seine angebliche Lückenhaftigkeit³¹⁾, sondern auch deshalb, weil wir dann mit demselben Recht annehmen müßten, daß ganz wenig weiter östlich das Tithon auf den Unterlias transgrediert, was doch ein recht merkwürdiger Zufall wäre. Auch Fabiani verwirft die Kreidetransgression und die „Doppelüberschiebung“ Tornquists. Dagegen läßt er die transgressive Lagerung und inverse Stellung der Priabonaschichten (6 unseres Profiles) gelten.

Die entsprechendste Deutung des Profiles von S. Orso scheint mir nach den mir bekannt gewordenen Beschreibungen die zu sein daß die Schicht 8 den Kern eines ungefähr aufrechten Sattels und die Schicht 6 den Kern einer gegen S überkippten Mulde bildet, auf die der Hauptdolomit von N an einer Überschiebungsfäche aufgeschoben ist. (Vgl. auch das mittlere Profil auf T. 3.)

Wo der Torrente Timonchio aus dem Gebirge austritt, bildet über eine kleine Strecke — ebenso wie stellenweise bei Piovene — der Hauptdolomit direkt den Fuß des M. Summano. Seine Mächtigkeit muß hier schon sehr stark reduziert sein, da das ihn im S unterlagernde Jungmesozoicum und der nördlich unter ihm hervorkommende Wengener Tuff einander auffallend nahe kommen.

β) Zwischen Timonchio und Gogna.

Westlich des T. Timonchio ist die Schichtfolge im allgemeinen schon etwas vollständiger als am Fuß des Summano. Nur der Hauptdolomit ist hier in auffallender Weise fast vollständig ausgequetscht. Das Streichen der Flexur ist ungefähr gegen ONO gerichtet. An der Kniefalte beteiligen sich über Tag vorwiegend folgende Gesteine:

1. Der Spitzkalk und die älteren Triasbildungen nehmen nur in geringem Grad an der Überkippung teil.
2. Wengener Eruptivgestein. Bildet eine Zone von sehr wechselnder Breite.
3. Hauptdolomit. Nur kleine Schollen. An anderen Punkten fehlt er vollständig und es folgt auf das Eruptivgestein gleich:

4. Jura. Er bildet in diesem ganzen Abschnitt — im Gegensatz zum Fuß des Summano — eine ziemlich breite, zusammenhängende Zone. Es scheinen jedoch ganz vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, nur oberjurassische rote und weiße Kalke vorhanden zu sein. Graue Liaskalke fand ich nirgends deutlich erwähnt. Bittner zeichnet solche zwar in seinem Profil I, doch scheint nach dem Text³²⁾ die Deutung nicht ganz sicher. Für das Profil von Le Piane gibt Negri ausdrücklich das Fehlen der grauen Kalke an³³⁾.

5. Kreide, ebenfalls ein ziemlich breites, fortlaufendes Band bildend. Wenigstens stellenweise kann man weißen Biancone der Unterkreide, schmutzigweiße, grau gefleckte Mergelkalke der Mittelkreide und rote Scaglia unterscheiden.

6. Priabonaschichten und Oligozän. Fallen mit teilweise sehr flacher Neigung nordwestlich unter die älteren Bildungen ein. Eine Überschiebung des Tertiärs durch die Scaglia, wie sie Tornquist in seinem Profil Fig. 9³⁴⁾ darstellt, wird von Oppenheim wieder bestritten³⁵⁾. Eine genauere Gliederung des Tertiärs gibt Fabiani³⁶⁾. Auch er hält daran fest, daß die Verbindung zwischen Kreide und Obereozän eine stratigraphische ist. Übrigens zeichnet auch Tornquist selbst in einem westlicheren Profil durch den gleichen Abschnitt der Faltungszone, bei Poleo, einen anscheinend normalen Verband zwischen Kreide und Tertiär³⁷⁾. Auch er scheint also der Überschiebung bei Le Piane nur eine lokale Bedeutung beizumessen.

Der hauptsächliche Unterschied zwischen der Entwicklung der Überschiebung östlich und westlich des T. Timonchio ist also scheinbar der, daß dort vorwiegend Lias und Jura, hier aber hauptsächlich Hauptdolomit und Lias unterdrückt sind, offenbar infolge einer verschiedenen Lage der Hauptbewegungsfläche

³¹⁾ Vgl. Lückenhaftigkeit, bes. S. 131. — ³²⁾ Recoaro, S. 627. — ³³⁾ Vicentino, p. 98. — ³⁴⁾ Triasgebirge, S. 187. — ³⁵⁾ S. Orso, S. 101 bis 102. — ³⁶⁾ Terreni terziari, p. 45; Textfig. 16. — ³⁷⁾ Triasgebirge, S. 133, Fig. 2.

innerhalb der überkippten Serie. Eine wesentliche Komplikation ergibt sich jedoch am W-Ende der betrachteten Gegend durch das Auftreten des mächtigen, hauptsächlich den Werfener Schichten eingelagerten Intrusivstockes des M. Faao und durch die Dazwischenkunft von Querverschiebungen, die die westliche Fortsetzung der Flexur um mindestens 4 km nach S verlegt haben. Ehe auf die Besprechung dieser Verhältnisse eingegangen wird, ist es aber notwendig, den Bau des westlich anschließenden Scandolarazuges zu betrachten.

γ) Zwischen Gogna und Agno.

Die jüngeren Gesteine vom Hauptdolomit aufwärts bilden in diesem Abschnitt — abgesehen von der später zu besprechenden Querstörung des Passo del Giovo — eine viel regelmäßigere Zone, als nördlich des Leogra. Das Einfallen des Hauptdolomites ist teils steil südsüdöstlich, teils auch invers. Das Gestein ist sehr stark zerrüttet. Die grauen Kalke liegen vorwiegend überkippt. Die Kreideschichten sind sehr stark verknittert. Biancone und Scaglia sind mehrfach mit einander verschuppt³⁸⁾. Im Kern der gegen SSO umgelegten Mulde folgt noch etwas alttertiärer Basalt. Südlich Castrazano schneidet das Agnotal den Übergang des Mittelschenkels in den Liegendschenkel noch an. Es ist auffallend, daß Tornquists kartographische Darstellung sich hier nicht nur mit den Karten von Negri und Bittner, sondern auch mit Bittners Textangaben in beträchtlichem Widerspruch befindet, ohne daß der letzte Beobachter eine ausdrückliche Richtigstellung vorgenommen hätte. Bittner sagt³⁹⁾, daß nördlich gegenüber Santa Maria Pane in Sacco das linke Agnoufer von horizontal liegenden grauen Liaskalken mit *Lithotis* gebildet wird und daß noch die Kirche von Novale auf hornsteinführendem Obertithonkalk steht. Die ganze untere Valle di Lure liegt auf den Karten von Bittner und Negri im Jura. Dagegen erscheint bei Tornquist das ganze Gebiet dieses Tales und das ganze linke Agnoufer von nördlich Sa. Maria an schon als Kreide. Ich bin nicht sicher, ob die neuere Darstellung hier die richtigere ist, da das Gebiet wohl schon mehr außerhalb der vorherrschenden Interessen Tornquists lag.

Wesentlich komplizierter als die Lagerungsverhältnisse im Bereich des Monte Scandola sind diejenigen des Spitzkalkes, der die Berge Civillina, Sindio (= Cengio der neueren italienischen Karten) + Naro und Castello zusammensetzt. Die Schichtstellung im nördlichen Teil dieser Berge ist noch flach. Im südlichen Teil biegt sich der Kalk dann rasch unter die Wengener Tuffe herunter. Dabei ist das Einfallen nicht überall ganz gleich: am Civillina ist es südsüdöstlich, am Sindio und Naro südlich⁴⁰⁾. Außerdem zerfällt der Spitzkalk aber in drei voneinander obertags fast vollständig getrennte Schollen, die den oben genannten Bergen entsprechen und durch Blattverschiebungen begrenzt sind. Jede östlichere Scholle liegt um ein Stück mehr im N, als ihr Nachbar. Die Entstehung dieser Lagerung denkt sich Tornquist durch gegen N gerichtete Verschiebungen der östlicheren Schollen, wobei diese gleichzeitig im Sinn des Uhrzeigers etwas gegen die westlicheren gedreht wurden. (Vgl. Tornquists Fig. 6.) Er führt für diese Art Bewegung die Bezeichnung Torsionsverschiebung ein. Da dieselbe Vorstellung uns noch mehrmals begegnen wird, ist es das Beste, hier gleich ein wenig bei ihr zu verweilen. Daß der Spitzkalkzug der Flexur tatsächlich in einzelne gegeneinander verschobene Schollen aufgelöst ist, scheint unzweifelhaft. Dagegen ist schon merkwürdig, warum Tornquist stets von einer Verschiebung gegen N spricht, obwohl das ganze Gebirge doch zweifellos nach S bewegt ist, wie aus der Richtung der Überkipnungen klar hervorgeht. Gewiß ist jede Bewegung nur relativ, ich würde es aber doch als natürlicher empfinden, von einem Vortreten der westlicheren Abschnitte der Flexur gegen S zu sprechen. Weiter müssen wir uns jedoch fragen, ob denn eine horizontale Bewegung der einzelnen Spitzkalkklötze gegeneinander überhaupt streng bewiesen ist. Denn es ist ja klar, daß die Verschiebung einer Falte, also eines geometrischen Gebildes, ganz etwas anderes ist, als die Verschiebung der die Falte bildenden Gesteinsmassen. Wenn bei dem

³⁸⁾ Ich möchte bezweifeln, daß es sich dabei um so regelmäßige liegende Falten handelt, wie in Tornquists Fig. 7, S. 180, dargestellt ist. — ³⁹⁾ Recoaro, S. 621. — ⁴⁰⁾ Bei Tornquist, S. 177, steht „östlich“, was aber nach dem ganzen Zusammenhang und der Karte vermutlich ein Schreibfehler sein dürfte.

tangentialen Zusammenschub einer Schichtplatte die Bildung der Antiklinale infolge wechselnder Verteilung der Gesteinsfestigkeit in verschiedenem Abstand vom Widerlager erfolgt und diese einzelnen Abschnitte der Falte bei entsprechend wenig dehnbarem Material mit scharfen Querbrüchen gegeneinander absetzen, wird natürlich der Anschein entstehen, daß die Gesteine zweier benachbarter Stücke der Antiklinale längs einer Blattverschiebung voneinander entfernt wurden. In Wirklichkeit mögen gerade sie nur eine rein vertikale Bewegung ausgeführt haben oder einander sogar im Vergleich zum ungefalteten Ausgangszustand etwas genähert worden sein. Die Verschiebung der Falte ist eben streng zu unterscheiden von der Verschiebung des Gesteins, so wie das Wandern einer Welle etwas anderes ist, als die Strömung des Wassers. Der Umstand, daß die die Spitzkalkblöcke trennenden Störungen nach N und S kaum über sie hinaus zu verfolgen sind⁴¹⁾, scheint darauf hinzudeuten, daß wir es wirklich mehr mit der Emporpressung kurzer Antiklinalen an etwas wechselnder Stelle zu tun haben. Denn ausgedehntere horizontale Bewegungen müßten sich wohl auf das Nebengestein fortgepflanzt haben.

Dieselbe Kritik läßt sich in erhöhtem Maße auf den Begriff der Torsionsverschiebung anwenden. Tornquist führt für die stattgehabte Drehung eigentlich nur zwei Beweise an:

1. Die Verschiedenheit des Einfallens der Spitzkalke am M. Civillina und M. Sindio. Dazu ist zu bemerken, daß eine Drehung des Streichens wohl etwas anderes als eine Drehung der Gesteinsmasse ist. Es läßt sich durchaus nicht beweisen, daß das Einfallen ursprünglich in der ganzen Flexur gleich gerichtet war und daß die jetzige Verschiedenheit auf einer nachträglichen Drehung beruht. Lokale Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit des Gesteins werden ganz primär gewisse Verschiedenheiten in der Fallrichtung erzeugt haben.

2. Die nord-südliche Verwerfung an der Westflanke des M. Sindio, die nach Tornquist älter als die Faltung ist, ursprünglich NNW—SSO verlief⁴²⁾ und erst durch die Torsion in ihre jetzige, von der der anderen älteren Brüche etwas abweichende Lage kam. Beweise für das höhere Alter dieses Bruches werden jedoch nicht vorgeführt, und selbst wenn ihm ein solches zukommt, liegt kein Grund zur Annahme vor, daß er mit den von ihm ziemlich weit entfernten anderen älteren Brüchen ursprünglich parallel gewesen sein muß. Nach Fabianis Karte erfährt der Bruch beim Übersetzen des Leogratales eine Ablenkung nach O. Dies widerspricht geradezu der Vorstellung, daß die Sindioscholle im Sinn des Uhrzeigers gedreht worden ist, denn eine damit zusammenhängende Ablenkung müßte westlich sein.

Eine mehr theoretisch-mechanische Schwierigkeit von Tornquists Vorstellung sei zuletzt noch erwähnt. Nehmen wir an, daß die besprochenen Spitzkalkblöcke wirklich eine Drehung erfahren haben, so wäre es gewiß naheliegend, diese Drehung als die Folge des staffelweisen Vorrückens der Flexur gegen S resp. ihres Zurückweichens gegen N zu betrachten. Wenigstens kennen wir heute kaum Kräfte in der Erdkruste, die eine Drehung so kleiner Schollen auf einem anderen, direkten Weg hervorrufen könnten. In diesem Falle wäre aber, wie ein einfaches Gedankenexperiment bei Betrachtung der geologischen Karte ergibt, eine Drehung entgegen dem Sinn des Uhrzeigers zu erwarten.

Ich glaube also, daß wir für die betrachtete Region zwischen Leogra und Agno mit folgender einfacheren tektonischen Vorstellung auskommen können: Die Gesteine von den Wengener Tuffen aufwärts bilden eine ziemlich regelmäßige, teilweise überkippte Kniefalte, die nur in untergeordnetem Maße durch kleine Schuppungen und Überschiebungen kompliziert ist. Dagegen ist der Spitzkalk in drei große Maßen zerbrochen, die in der Antiklinalstirn der Flexur selbständig voneinander und in merklich verschiedener Lage emporgewölbt wurden (wobei gewiß auch kleinere horizontale Bewegungen an Blattverschiebungen stattfanden). Der Übergang aus dem Mittelschenkel in den Hangendschenkel erfolgt — wie bei allen lessinischen Flexuren — sehr rasch.

Nun müssen wir uns noch der Frage zuwenden, wie die bedeutende Verschiebung der Flexur im Leogratal,

⁴¹⁾ Tornquist: Triasgebirge, S. 179. — ⁴²⁾ Vgl. unten S. 85.

zwischen Poleo und Pieve, aufzufassen ist. In älterer Zeit galt es als sozusagen selbstverständlich, daß die erwähnte Verschiebung auf die Schiolinie zurückzuführen sei. Dagegen erkennt Tornquist dieser nur eine mehr untergeordnete Rolle zu. Seine Darstellung ist die folgende: Über den Passo del Giovo (Zovo der neueren Karten) am Ostfuß des M. Castrazano schneidet eine NNO streichende Störung durch, welche Kreide, Jura und die Trias bis zum Spitzkalk mit dem Eozän in Berührung bringt. Sie erreicht das Leogratal bei Pieve. Südlich dieses Ortes stößt nach Bittner⁴³⁾ oberster Jura gegen den Wengener Tuff. Zwischen Torrebelticino und Schio ragt aus dem Talboden des Leogratales noch ein dem Westflügel der Störung angehöriger Hauptdolomittfelsen heraus. Bis hierher behält die Giovolinie ihre nordnordöstliche Richtung mit einigen Schwankungen bei. Hier trifft sie auf die Schiolinie und wird von ihr ein Stück weit nach NW versetzt. Weiter verläuft die Blattverschiebung von Giovo etwa west-östlich am Fuß des Faëo entlang, um sich dann nordöstlich in das Tretto hinein zu wenden. Am SO-Ende der Faëomasse ist die Blattverschiebung in zwei Äste gespalten und erweist sich hier wieder als Torsionsverschiebung, da zwei überkippte Schollen von Hauptdolomit und Lias im Sinne des Uhrzeigers gedreht und an das Eruptivgestein des Faëo angepreßt sind. Die Blattverschiebung ist dann noch bis nordöstlich Pozzani zu verfolgen.

Angesichts dieser Darstellung ist es notwendig, sich einige Fragen vorzulegen: Bezüglich des südlichen Abschnittes der Störung bis zu dem Hauptdolomittfelsen im Leogratal gibt Tornquist selbst an, daß ihre Natur als Torsionsverschiebung nicht direkt zu erkennen ist⁴⁴⁾. Ist nun das Bündel von Störungen am SO-Ende der Faëomasse wirklich die Fortsetzung der Giovolinie? Mir scheint dies keineswegs sicher. Tornquist weist mit Recht darauf hin⁴⁵⁾, daß die große Intrusivmasse des Faëo eine wesentliche Störung im Bau der Flexur verursacht hat. Auf ihre bedeutende Biegefestigkeit ist es wohl zurückzuführen, daß ihr südlich keine oder nur ganz reduzierte steilgestellte jüngere Sedimente vorgelagert sind. Mit der Giovolinie hat diese Erscheinung kaum etwas zu tun. Die Gruppe kleiner Brüche, die von Aste nach Pozzani verlaufen, dürfte wieder ein ganz selbständiges Phänomen sein und wird wohl auch durch die Starrheit der Faëomasse verursacht, die die Flexur gegen S vordrängte und an ihrem Ostende natürlich Differenzialbewegungen notwendig machte. Die eigentliche Giovolinie aber ist vermutlich nichts anderes, als ein Zweig der Schiolinie, mit der sie sich östlich Torrebelticino vereinigt. Torsionen werden vielleicht durch das Kartenbild der Gegend nördlich Aste nahegelegt. Einen Beweis für ihr Vorhandensein im eigentlichen, mechanischen Sinn hat jedoch Tornquist nicht angeführt. Es sei übrigens noch darauf aufmerksam gemacht, daß Tornquists Fig. 8 ohne bestimmten Maßstab gezeichnet ist und daß deshalb der Betrag der Torsion auf ihr viel zu groß erscheint.

d) Zwischen Agno und Illasi.

Das Agnotal entspricht wieder einer Querverschiebung, die jedoch nur eine ziemlich untergeordnete Bedeutung zu haben scheint. Die Flexur ist auf der südwestlichen Seite des Tales etwas gegen SO vorgerückt.

Der an Mächtigkeit reduzierte Hauptdolomit des M. Torrigi und die ihn nördlich begleitenden Wengener Tuffe fallen steil nach S ein, ohne daß es aber bis zu einer Überkipfung käme. Jura und Kreide bilden auf dem Gipfelteil des M. Torrigi eine etwas schiefe Mulde, deren Nordflügel außerdem an einer die Schichten quer durchsetzenden Störung etwas über den Muldenkern überschoben ist (falls die Deformation in Wirklichkeit nicht doch mehr plastisch erfolgt ist, als Torquists Fig. 5 angibt). Komplizierter gestalten sich wieder die Verhältnisse im Bereich des Spitzkalkes, der hier den SO-Hang des M. Spitz bildet. Diese Region wird durch stark gewundene Querstörungen in fünf ziemlich schmale Schollen zerlegt, die bis zu einem gewissen Grad unabhängig voneinander gefaltet sind, so daß das Hinabtauchen des Spitzkalkes unter die Tuffe verschieden bald und rasch erfolgt. Eine Scholle keilt zwischen ihren Nachbarn ganz aus. Daß an den Blattverschiebungen

⁴³⁾ Recoaro, S. 620. Vgl. auch Negri: Vicentino, p. 102. — ⁴⁴⁾ Triasgebirge, S. 180. — ⁴⁵⁾ l. c., S. 185.

zwischen den einzelnen Schichtstreifen ziemlich lebhaft horizontale Bewegungen stattgefunden haben, geht daraus hervor, daß nördlich Pellichero in den Muschelkalk der einen Scholle mehrere keilartige Massen von Spitzkalk der anderen schräg eingepreßt wurden. Im nördlichen Teil des Spitzmassivs biegen die meisten der Blattverschiebungen auffallend nach NO um. In den steilgestellten Wengener Tuffen der Flexur treten zwei große Massen von Spitzkalk auf. Sie sind nach Tornquists Text⁴⁶⁾ und Karte wohl aus dem Liegenden emporgepreßte Schollen, obwohl die Tuffe im untersten Profil der Fig. 4 unter ihnen durchziehend gezeichnet sind. Aus Bittners Darstellung⁴⁷⁾ geht hervor, daß auch Oberkreide und Tertiär an der steilen Aufrichtung der Schichten des M. Torrigi noch teilnehmen, um sich am M. Pulli in der gewohnten Weise plötzlich flach zu legen.

Mit dem M. Torrigi verlassen wir den Bereich von Tornquists eingehenden Untersuchungen. Über die weitere Fortsetzung der Marosticaflexur gegen WSW sind wir leider nur ungenügend unterrichtet. Am wichtigsten sind die Angaben bei Bittner⁴⁸⁾. Fabianis Text⁴⁹⁾ ist in bezug auf die Tektonik ziemlich knapp gehalten. Die Fortsetzung unserer Flexur läuft über die Cima Lasta Cattiva, wo in ihr sekundäre Faltungen beobachtet wurden, und den S-Hang der Cima di Marana. Sie kreuzt den obersten Chiampo etwas unterhalb Campo d'Albero. Hier scheinen weitgehende Schichtreduktionen besonders im Jura und in der Unterkreide eingetreten zu sein. Am S-Hang des M. Porto stehen die Schichten fast senkrecht, sind aber nicht, wie Bittner angab, überstürzt⁵⁰⁾. Taramelli⁵¹⁾ betont wieder den raschen Übergang in flache Lagerung am Fuß der Kniefalte.

In der Gegend von Campo Fontana dreht sich das Streichen gegen NW. Auf der Westseite des Kammes der Cima di Lobbia dürften die Schichten im ganzen mit dem Hang einfallen, manchmal auch steiler als dieser. Die Angaben bei Nicolis⁵²⁾ sind zwar nicht sehr klar, es scheint aus ihnen aber doch hervorzugehen, daß die Flexur nunmehr gegen SW und WSW gerichtet ist. Der Biancone, der in der Karte von Nicolis auf der Westseite der Cima di Lobbia zu sehen ist und auch im Text erwähnt wird, findet sich in der Karte von Fabiani allerdings nicht und dürfte daher nicht vorhanden sein.

Westlich des M. Spitz und M. Torrigi sind obertags nur mehr die Schichten vom Hauptdolomit aufwärts an der Kniefalte beteiligt.

e) Westlich des Illasi.

Nach Bittner⁵³⁾ ist die weitere Fortsetzung der Marosticaflexur auf der Bergkette zwischen Val Roal (= Val di Giazza der Spezialkarte) und Val di Rivolto zu erkennen. Eine Spur einer Aufwölbung zeigt auch noch der M. Malera. Am M. Castelberto (südsüdöstlich Ala) ist dagegen von der Flexur nichts mehr zu sehen. Die Schichten streichen mit sanfter Neigung über die Val Ronchi in die Luft aus. Auch die Aufbeugung am M. Malera ist offenbar nur sehr unbedeutend, da Bittner⁵⁴⁾ ausdrücklich sagt, daß man nördlich von Velo ganz allmählich bis zum Abbruch der Val Ronchi ansteigt. Es scheint also, daß die Marosticaflexur im Gebiet des obersten Illasi unter Drehung ihres Streichens gegen NW ziemlich rasch ausklingt.

Nicolis hat die Sache zwar so dargestellt, als würde sich die Marosticaflexur direkt in die gleich zu besprechende Corno d'Acquigliflexur fortsetzen⁵⁵⁾. Es spricht jedoch schon die Lage der von ihm selbst angeführten Punkte nicht sehr für eine solche Auffassung und angesichts von Bittners entgegengesetzter Darstellung halte ich sie für wahrscheinlich unrichtig. Wenn Maddalena⁵⁶⁾ angibt, daß Bittner die Fortsetzung der Marosticaflexur über Tinazzi, Scandola und Bosino verfolgt habe, so muß dies auf einem Mißverständnis beruhen. Denn Bittner sagt nur, daß die Erscheinung der Aufwölbung der Schichten sich weiter im W innerhalb des Plateaus selbst wiederholt, daß jedoch kein Zusammenhang mit der Flexur des M. Porto

⁴⁶⁾ l. c., S. 174. — ⁴⁷⁾ Recoaro, S. 622. — ⁴⁸⁾ „Recoaro“ und „Vicenza und Verona“. — ⁴⁹⁾ Lessini med. — ⁵⁰⁾ Fabiani, l. c., S. 28. — ⁵¹⁾ Lias, S. 20. — ⁵²⁾ Note illustrative, p. 122. — ⁵³⁾ Vicenza und Verona, S. 229. — ⁵⁴⁾ l. c., S. 230. — ⁵⁵⁾ Note illustrative, p. 122. — ⁵⁶⁾ Vicentino, p. 740. —

besteht. Auch Fabiani bestätigt in einer jüngsten Mitteilung, daß die Marosticaflexur westlich des Chiampo bald zu Ende geht⁵⁷⁾.

Erwähnt sei noch, daß nach Taramelli⁵⁸⁾ auch im Dolomit der Cima della Posta, Cima tre Croci (westlich Recoaro) und am M. Pramulon (wohl gleich M. Grammolon) eine fast senkrechte Aufrichtung der Schichten zu beobachten sei. Wir hätten hier wohl eine besondere, nördlichere Flexur vor uns, die parallel mit dem Westende der Marosticaflexur nach NW streicht.

ζ) Rückblick.

Ehe wir uns einem neuen tektonischen Element zuwenden, sei der Verlauf der Marosticaflexur noch ganz kurz überblickt. Sie tritt bei Bassano in das hier betrachtete Gebiet mit senkrechter Schichtstellung ein. Gegen die SW-Ecke der Sieben Gemeinden nimmt die Überkipfung im ganzen merklich zu. Am Südhang des Summano hat der Zusammenschub, die Überkipfung und die Ausquetschung von Schichtgliedern den höchsten Grad erreicht. Die Flexur wendet sich nun mehr gegen SW, u. zw. erfolgt das Vorrücken gegen S teils durch eine Drehung des Streichens, teils an zahlreichen größeren und kleineren Blattverschiebungen. Der Betrag des Zusammenschubes nimmt gegen W ziemlich kontinuierlich wieder ab. Bei Campo Fontana erfolgt eine neuerliche Schwenkung nach NW und die Flexur klingt nun sehr rasch aus. Es ist eine für den Tektoniker bedauerliche, für den Morphologen aber sehr lehrreiche und hübsche Erscheinung, daß alle größeren Flüsse westlich der Brenta die Flexur an Querstörungen oder Veränderungen des Streichens durchbrechen: Astico, Timonchio, Gogna, Leogra, Agno, Illasi.

F. Die Corno d'Acquigloflexur.

Wie oben S. 40 schon angedeutet, beginnt im obersten Squarantotal bei Tinazzo eine neue Flexur. Wir wissen von ihr noch sehr wenig. Taramelli⁵⁹⁾ und Nicolis⁶⁰⁾ erwähnen sie ganz kurz und auch Bittner⁶¹⁾ teilt nur sehr Spärliches über sie mit. Sie streicht nach W ganz wenig N und setzt sich von Tinazzo fort über Scandole und die Valle d'Anguilla, Pontare auf der gegenüberliegenden Talseite, Casara Busimo, den Südhang des Corno Mozzo bei der Häusergruppe Vallene und bis über den Corno d'Acquiglio hinaus. Auf dessen Westseite wird sie nach Bittner⁶²⁾ durch den nördlichsten Teil der das Etschtal begleitenden großen Verwerfung, von der weiter unten noch die Rede sein wird, abgeschnitten. (Nicolis läßt diesen Bruch allerdings schon weiter im S enden.) Einige Autoren⁶³⁾ haben die Vermutung ausgesprochen, daß die Flexur hier in die judikarische Richtung umschwenke. Beobachtungen, die ein solches Verhalten beweisen könnten, scheinen jedoch nicht vorzuliegen und die mir bekannten Karten sprechen nicht dafür. Die Flexur ist sehr steil, aber scheinbar nicht überkippt. Sprunghöhe und Grad der Schichtaufrichtung nehmen gegen W zu. Am Corno d'Acquiglio scheint eine sehr starke Schichtverdünnung stattgefunden zu haben, denn Bittner sagt, die Flexur sei hier fast ein Bruch. Die Sprunghöhe dürfte nach den Karten von Bittner und Nicolis hier nicht viel weniger als 500 m betragen. Nördlich des westlichen Teiles der Flexur liegt nach den genannten Karten eine ziemlich deutliche Mulde. Das Verhältnis ist also ganz ähnlich, wie etwa am M. Lisser oder im mittleren Teile der Marostica.

⁵⁷⁾ Adige, p. 12. — ⁵⁸⁾ Lias, p. 19. — ⁵⁹⁾ Lias, p. 18; Provincie venete, p. 191. — ⁶⁰⁾ Note illustrative, p. 122. — ⁶¹⁾ Vicenza und Verona, S. 230. — ⁶²⁾ Judicarien, S. 365. — ⁶³⁾ Vgl. Bittner: Judicarien, S. 365; Sueß: Antlitz der Erde, I, S. 322, Fig. 29; Diener: Bau und Bild, S. 517 u. 624.

G. Faltungen südlich der Marostica- und Corno d'Acquiglio-Flexur.

1. Östlich des Astico.

Fabiani⁶⁴) sagt, daß sekundäre Faltungen unmittelbar südlich der großen Kniefalte der Marostica deren ganzer Länge nach meist vorhanden sind. Zwischen der Brenta und dem Torrente Silan bestehen zwei durch Oligozän getrennte Miozänzüge. Dies führte Bittner und Sueß zur Annahme eines Längsbruches. Fabiani ist aber zur Überzeugung gelangt, daß es sich in Wirklichkeit um eine ziemlich regelmäßige Antiklinale handelt, die mittels einer gegen S geneigten engen Mulde an die große Kniefalte anschließt. Dem S fallenden Südflügel der Antiklinale gehört das ganze Jungtertiär bis zur Ebene bei Bassano an. Westlich des Silan scheint die Faltung gegen S meist rascher abzuklingen und es kommt nur knapp an der Flexur zu stärkeren Störungen, während weiter gegen die Ebene zu bloß leicht wellige Schichtverbiegungen auftreten. Darauf beruht wohl auch die Zunahme der Breite des tertiären Hügellandes von Bassano bis zum Astico. Die Überkippung des bekannten Tertiärprofils von Lavarda gehört offensichtlich schon der Hauptflexur selbst an⁶⁵).

Die Tertiärschichten von Sarcedo fallen sanft nach S, die von S. Rocco nördlich Montecchio Precalcino sanft nach N. In dem dazwischen liegenden, von Asticoschottern bedeckten Gebiet ist offenbar eine seichte tektonische Mulde anzunehmen, der auch der Astico in einem früheren Abschnitt seiner Geschichte gefolgt ist⁶⁶). Außerdem aber weist das reichliche Auftreten von Untermiozän in der Gegend von Zugliano, Grumolo, Sarcedo, S. Rocco auf der Westseite des Astico wohl darauf hin, daß die Tertiärschichten der Marostica sich im ganzen allmählich gegen W, d. h. gegen die Bucht von Schio senken. Während diese Bucht im NW und SW von scharfen tektonischen Linien, der Marosticaflexur und der Schiolinie, umrissen wird, entspricht ihrem NO-Rand also scheinbar ein ganz allmähliches Untertauchen der Schichten. Bittner⁶⁷) nimmt allerdings an, daß auch hier ein — der Schiolinie paralleler — Bruch vorhanden sei, doch hat er meines Wissens keinen Beweis dafür geliefert.

2. Westlich des Astico.

Wie wir gesehen haben, kommen zwischen Brenta und Astico südlich der Marosticaflexur keine Kniefalten mehr vor. Zwischen Astico und Etsch dagegen beherrscht der gleiche Bauplan, den wir bisher an allen größeren Falten der Lessinischen Alpen kennen gelernt haben, auch die Störungen zwischen der Marostica-, resp. Corno d'Acquiglioflexur und der Poebene. Allerdings erreicht keine dieser Kniefalten mehr die Sprunghöhe oder die Längenentwicklung der weiter oben beschriebenen. Es sind im Gegenteil unbedeutende Störungen, die im Streichen nicht weit zu verfolgen sind. Leichte Schichtverbiegungen findet man beispielsweise in vielen der Profile bei Fabiani: Terreni terziari wiedergegeben. Hier kann jedoch nur auf die etwas besser entwickelten Falten eingegangen werden. Die wichtigsten von ihnen streichen auch in den südlichen Lessinischen Alpen ungefähr westlich oder südwestlich, also beiläufig parallel zur Marosticaflexur.

Südwestlichen Verlauf scheint z. B. die Kniefalte zwischen S. Bartolomeo Tedesco und Bolca zu haben⁶⁸). Die Sprunghöhe wäre nach dem Profil Fabianis ziemlich bedeutend, fast 600 m. Nach seiner Karte scheint mir dies jedoch wesentlich zu hoch gegriffen. Die Schichtneigung ist jedenfalls nur gering, vielleicht 30°.

Südlich Roverè di Velo an der Straße nach Maso sind die Schichten lokal sogar überstürzt⁶⁹). Damit dürfte vielleicht die relativ tiefe Lage des Eozäns von S. Vitale in Arco zusammenhängen: Roverè in den sog. gelben Kalken des Veronesischen liegt 843 m hoch, der M. Stoz östlich davon im Biancone erreicht

⁶⁴) Regione montuosa, p. 41. — ⁶⁵) Vgl. Oppenheim: Priabonaschichten, S. 12 und Fabiani: Terreni terziari, p. 70. — ⁶⁶) Fabiani: Regione montuosa, p. 49. — ⁶⁷) Recoaro, S. 632. — ⁶⁸) Vgl. das Profil A A' in Fabiani: Lessini medi, Tafel 8. — ⁶⁹) Nicolis: Note illustrative, p. 121.

1120 *m*, der M. Tesoro bei S. Vitale mit dem Eozän aber nur 934 *m*. Näheres ist über diese Störung nicht bekannt.

Taramelli⁷⁰⁾ erwähnt eine kräftige südliche Herabbeugung der Schichten bei Zago im Gebiet der Valle Squaranto, durch die das Auftreten von Tertiär veranlaßt wird. Ich vermute, daß es sich um den Ort Azzago der neueren Karten handeln dürfte, in dessen Nähe in der Tat Tertiärschichten vorkommen und der auch in Übereinstimmung mit der Angabe Taramellis etwa 20 *km* von den Quellen des Squaranto entfernt ist. Allerdings wäre der Ausdruck, daß der Fluß hier in das Tertiär eintritt, etwas ungenau, denn känozoische Schichten erscheinen nur ganz auf den Höhen. Die unmittelbaren Ränder der Flußebene bildet bis zum Austritt aus dem Gebirge vorwiegend Mesozoikum.

Bittner⁷¹⁾ führt als die südwestlichste der im lessinischen Sinn streichenden Flexuren eine kleine Kniefalte bei S. Giorgio nordöstlich S. Ambrogio di Valpolicella an. Biancone und Scaglia, die weiter im N fast flach liegen, beugen sich plötzlich steil gegen S herunter und werden von Tertiär überlagert, das am Fuß der Hügel schon wieder eine schwebende Stellung angenommen hat. Ich komme auf diese Störung etwas weiter unten (S. 44) noch zurück.

Recht interessant sind endlich die Mitteilungen Bodens⁷²⁾ über eine Kniefalte von norwest-südöstlichem Streichen bei Dolce an der Etsch. Die Westflanke des M. Pastelletto wird, wie wir noch genauer sehen werden, von einem nach NNO streichenden Bruch durchschnitten. Die langgestreckte Scholle zwischen diesem Bruch und der Etsch, die Etschtalscholle Bodens, besteht in ihrem nördlichen Teil aus obertriadischem Dolomit, im südlichen Teil aus grauen Liaskalken mit jüngeren Auflagerungen. Die beiden Regionen sind durch die erwähnte Kniefalte getrennt, an der die Schichten mit 45° Neigung SW bis S fallen. An der Verwerfung endigt die Flexur und östlich über den Bruch hinaus ist keinerlei Spur von ihr zu verfolgen, ein für das Wesen der Brüche der Lessinischen Alpen besonders lehrreicher Fall.

Die bisher angeführten Kniefalten folgen im großen und ganzen dem west-östlichen, „lessinischen“ Streichen. Allerdings betragen die lokalen Abweichungen von dieser Richtung bis zu 45° nach beiden Seiten. Deshalb ist wohl auch die Trennung der lessinischen Flexuren von einer zweiten Gruppe, den „judikarischen“, keine vollkommen scharfe. Immerhin läßt sich im ganzen daran festhalten, daß diese sich durch nord-südliches oder nordnordost-südsüdwestliches Streichen auszeichnen. Sie erscheinen angeblich schon im mittleren Teil der südlichen Lessinischen Alpen, erreichen ihre größte Bedeutung aber in der südwestlichen Ecke.

Nach Fabiani⁷³⁾ trifft man Beispiele solcher gegen O blickender Kniefalten schon im Gebiet des Alpone, bei Bolca und (nach der Karte, denn im Text wird die genaue Stelle nicht angegeben) auf der Ostseite des M. Belocca und M. Grande (gegenüber S. Giovanni Ilarione). Es scheint mir jedoch ziemlich wahrscheinlich, daß diese Herabbeugungen der Schichten durchwegs in enger Beziehung zu einer hier verlaufenden bedeutenden Bruchlinie, dem Alponebruch, der weiter unten zu besprechen sein wird, stehen und daß es sich mehr um Schleppungserscheinungen als um Faltungen handelt. In der Fortsetzung der erwähnten Bruchlinie liegt auch die Flexur auf der Ostseite des M. Padella bei Durlo. Wie aus Fabianis Profil *CC'* auf Tafel 8 der „Lessini medi“ hervorgeht, hat diese Störung ganz den Bau einer echten Kniefalte. Die Sprunghöhe wäre etwa 600 *m* und die Neigung des Mittelschenkels 60°. Ob es sich hier aber um eine unmittelbare Äußerung der judikarischen Faltung handelt, ist doch nicht ganz sicher. Wir befinden uns in der Gegend, wo die gewaltige Marosticaflexur ihr Westende erreicht. Wir erinnern uns, daß die Antiklinalstirn dabei gegen NW umbiegt, d. h. mit anderen Worten, daß der Hangendschenkel sich gegen SW rasch herabbeugt. In ähnlicher Weise hebt sich nun aber offenbar der Liegendschenkel gegen SW empor, wodurch beide Schenkel sich in einem mittleren Niveau treffen und die Flexur eben ihr Ende erreicht. Diese Aufbiegung des Liegendschenkels

⁷⁰⁾ Lias, S. 18. — ⁷¹⁾ Tredici Comuni, S. 63. — ⁷²⁾ Veroneser Alpen, S. 198. — ⁷³⁾ Lessini medi, p. 29.

ist es höchstwahrscheinlich, die Fabiani am M. Padella beobachtet hat. Die Erscheinung ist ganz homolog der am Westende der Sieben Gemeindeflexur, an der Cima Asarea und bei der Malga Zolle beobachteten (vgl. S. 27). Da, wie wir noch sehen werden, auch der Alponebruch höchstwahrscheinlich mit dem Westende der Marosticaflexur zusammenhängt, ergibt sich für alle die nach O blickenden Kniefalten zwischen Chiampo und Illasi ein befriedigender gemeinsamer Gesichtspunkt.

Blieb es bei den zuletzt besprochenen Störungen recht zweifelhaft, ob wir sie auf die vom Adamello ausgehende judikarische Faltung zurückzuführen haben, zu der sie auch der Streichungsrichtung nach nicht genau passen, so stehen dagegen die westlich des Fumanetales beobachteten, NNO streichenden Flexuren wohl in zweifellosem Zusammenhang mit dem jenseits der Etsch herrschenden Faltensystem. Der Bergzug des M. Pastello ist auch tektonisch unvergleichlich besser bekannt, als der ganze Hauptteil der südlichen Lessinischen Alpen, bei dessen Besprechung wir uns ja leider begnügen mußten, einzelne verstreute Angaben zusammenzutragen und zu diskutieren. Boden hat hier eine ziemlich eingehende Beschreibung geliefert und vor allem gezeigt, daß nicht eine einheitliche Flexur vorliegt, sondern drei kurze, gegeneinander etwas gestaffelte Kniefalten bestehen, nämlich die folgenden:

1. Die Flexur M. Solane—S. Giorgio. Sie beginnt nördlich von Mazurega und endet bei S. Giorgio. Das allgemeine Streichen ist ein nordnordöstliches. Die Sprunghöhe nimmt nach S ab. Die steil gestellten Kreide- und Eozänschichten bilden nur eine ganz schmale Zone. Es wird nicht angegeben, in welchem Verhältnis diese Kniefalte zu der durch Bittner von derselben Stelle beschriebenen, aber von ihm ausdrücklich als westöstlich streichend bezeichneten, steht. Wahrscheinlich handelt es sich um dieselbe Störung, die sich in ihrem südlichen Teil nach W umbiegt, wie auch aus Bodens Karte und seinem Profil 2 ziemlich deutlich hervorgeht. Es würden sich hier also in kleinerem Maßstab die Verhältnisse im südlichen Baldozug wiederholen.

2. Die M. Pastelloflexur. Sie beginnt auf der Ostseite des M. Pastello, u. zw. offenbar an einem OSO verlaufenden Querbruch und streicht gegen SSW. Die Schichten sind teilweise senkrecht aufgestellt, doch betrifft die Aufrichtung auch hier nur eine schmale Zone. Der Übergang in den flachliegenden Hangendschenkel und Liegendschenkel ist wieder ein sehr rascher. Südlich des Pastellogipfels wendet sich die Flexur mittels einer leichten Drehung nach SW. An der Umbiegungsstelle ist die Scaglia fast ganz ausgequetscht, der Biancone zu einer weißen, mergeligen Masse mit einzelnen Hornsteinen zerrieben. Eine Komplikation tritt dadurch ein, daß der schon mehrfach erwähnte Etschbruch den Mittelschenkel der Flexur unter spitzem Winkel durchschneidet, wodurch er ein Stück weit verdoppelt wird (vgl. unten S. 89).

3. Die M. Pastellettoflexur. Zwischen M. Pastello und M. Pastelletto liegen Jura und Kreide flach. In der Gipfelregion des M. Pastelletto dagegen fallen sie sehr steil, fast senkrecht, nach OSO. Gegen N gleicht sich die Störung wieder aus, nach Bodens Karte teilweise unter Vermittlung eines Querbruches. Ob die Kniefalte auch gegen S durch Abklingen bald zu Ende geht, wie wohl Bodens Ansicht ist, scheint vielleicht nicht ganz sicher. Die erwähnten flachliegenden Schichten zwischen Pastello und Pastelletto gehören wahrscheinlich dem Liegendschenkel der Pastellettoflexur an. Diese selbst mag vielleicht in südwestlicher Richtung über den Kamm in die Luft ausstreichen und von dem Etschbruch abgeschnitten werden. Vielleicht ließe sich sogar fragen ob nicht die weiter oben (S. 43) erwähnte Flexur von Dolce eine stark gedrehte und verschobene Fortsetzung der Pastellettoflexur ist. Beweisen läßt sich dies allerdings nicht und es scheint überhaupt nicht besonders wahrscheinlich.

Bittner⁷⁴⁾ hat versucht, die Pastelloflexur als bloße Schleppungserscheinungen am Etschbruch aufzufassen. Später scheint er von dieser Ansicht wieder abgekommen zu sein. Nach der Art, wie der Bruch am M. Pastello selbst die Flexur durchschneidet, ist eine solche Auffassung auch vollständig unhaltbar. Die

⁷⁴⁾ Tredici Comuni, S. 63.

Kniefalte ist hier bestimmt älter als der Bruch — wenn auch vielleicht nicht viel (vgl. das Kapitel über das Alter der Faltung).

Bei Manone im oberen Fumanetal hat Boden⁷⁵⁾ noch einige kleine, nordsüdlich streichende Falten aufgefunden, die nur teilweise den Charakter von Kniefalten haben. Sie ließen sich nur über eine ganz kurze Strecke verfolgen.

Möglicherweise ist auch die sog. Fumanelinie Bodens besser zu den Flexuren als zu den Brüchen zu stellen (vgl. unten S. 89).

III. Brüche.

Große Teile des untersuchten Gebietes und scheinbar auch der südlicheren Regionen unserer Berggruppe sind von Brüchen in hohem Maß zerstückelt. Alle Störungen dieser Art bilden augenscheinlich ein eng zusammengehöriges System. Die Gruppen von Brüchen, die auf den folgenden Seiten unterschieden werden, sind meist ganz künstlich und wurden nur aufgestellt, um den Stoff irgendwie zu gliedern. Der Hauptsache nach verlaufen die Brüche quer auf das Streichen der Flexuren. Verwerfungen, die diesen parallel sind, kommen nur selten vor, häufiger sind schräge Brüche.

Die Detailbeschreibung der einzelnen Brüche soll von O gegen W fortschreiten. Es wurde dabei versucht, eine fortlaufende Numerierung festzuhalten. Die Verwerfungen des südlichen, mir nicht bekannten Teiles der Lessinischen Alpen werden zuletzt kurz besprochen werden.

A. Brüche östlich des Assatales.

Der auffallendste Zug in der Verteilung der Brüche, der auch auf der tektonischen Übersichtsskizze sofort in die Augen springt, ist ihre außerordentlich geringe Entwicklung auf dem östlichen Teil der Sieben Gemeinden, im Gegensatz zu dem ganzen übrigen von mir kartierten Gebiet. Es steht in bestem Einklang mit dieser Beobachtung, wenn Dal Piaz¹⁾ angibt, daß in dem Bergland zwischen der Brenta und dem See von S. Croce nur ganz untergeordnete Sprünge, aber gar keine großen Bruchlinien beobachtet wurden. Böse und Finkelstein nehmen in dem von ihnen untersuchten Gebiet bei Castel Tesino allerdings auf engem Raum nicht weniger als vier Querverwerfungen an, die Schollen von merklich verschiedenem Bau trennen. Da aber weder Dal Piaz noch Trener diese Querstörungen erwähnen und die Angaben über die Tektonik in der zuerst angezogenen Arbeit sich ja überhaupt als stark überprüfungsbedürftig herausgestellt haben, erscheinen diese Brüche sehr zweifelhaft. Allerdings kommen einzelne Verwerfungen gerade südlich von Castel Tesino in den Sieben Gemeinden vor (vgl. unten S. 46).

Gleich im östlichsten Teil der Sieben Gemeinden, dort, wo die Straße von Enego nach Primolano den Oberjura kreuzt, sind drei kleine Brüche zu beobachten, die ungefähr SW—NO verlaufen. Ihre Lage ist folgende:

1. Die alleröstlichste Kehre der Straße wird von der ersten dieser Störungen durchschnitten. Oberhalb der Kehre stößt roter Knollenkalk gegen Biancone, unterhalb derselben Hornsteinschiefer gegen Majolica. Die Sprunghöhe beträgt also nur wenige Meter. Der östliche Flügel ist gesunken.

2. Etwa 200 m weiter an der Straße hinunter grenzt mittels der zweiten Verwerfung Hornsteinschiefer und roter Knollenkalk im O gegen Oxforddolomit im W.

⁷⁵⁾ l. c., S. 200. — ¹⁾ Alpi orientali, p. V.

3. Wieder 300 *m* weiter abwärts, ein Stückchen, bevor man zu der nächsten gegen W spitzen Kehre kommt, sind Hornsteinschiefer zu sehen, die im W gegen rote und weiße Tithonknollenkalke stoßen. Hier ist also die westliche Bruchlippe die gesunkene.

4. An dem Fußsteig, der westnordwestlich Alessi durch die Wände der Schlucht in die Val Gadena hinunter führt, ist vielleicht eine kleine Störung vorhanden, da der Jura hier sehr unvollständig entwickelt ist. Genaueres ließ sich jedoch nicht erkennen. Auf der gegenüberliegenden, rechten Seite des Tales sieht man an verschiedenen Stellen ganz kleine Brüche, die aber zu unbedeutend sind, um auf der Karte ausgedrückt zu werden.

5. In der oberen Val Gadena, ungefähr östlich der Malga le Fratte, fällt auf, daß auf der rechten Talseite grauer, auf der linken rein weißer Dolomit herrscht. Vielleicht verläuft auch hier eine Störung, der das Tal seine Anlage verdanken würde. Gegen die Straße zu ist dann beiderseits nur weißer Dolomit zu sehen.

6. Die Querstörung östlich der Malga Campo di sotto wurde schon erwähnt (vgl. S. 21 und Fig. 6 u. 8). Der Höhenunterschied zwischen den beiden Flügeln wäre nach dem Profil ungefähr 300 *m* oder etwas mehr, doch ist diese Bestimmung sehr zweifelhaft. Es wurde auch schon angegeben, daß diese Störung höchstwahrscheinlich den Charakter einer Blattverschiebung hat.

7. Eine sehr kleine Verwerfung, durch die die Grenze zwischen Hornsteinschiefer und roten Knollenkalken um wenige Meter verschoben wird, ist von der Malga Campo di sotto aus etwas östlich von P. 1569 zu sehen. (Vgl. Fig. 5, zwischen den Zahlen 6 und 7.)

8. Eine bedeutendere Verwerfung begleitet den Rücken Pizzo—Col di Val d'Antenne im W. Sie ist am besten an der Straße zu sehen, die von der Malga Campo di sopra zur Malga Valvachetta führt. Diese beschreibt westlich des Col di Val d'Antenne eine kleine Serpentine, die auch auf der Spezialkarte ersichtlich ist. Hier stoßen graue Kalke mit *Lithiotis* gegen Hornsteinschiefer. Blickt man von P. 1313 südöstlich der Cost'alta gegen SO, so sieht man auf der NW-Seite von P. 1569 das Tithonwandel ein gutes Stück weit schräg den Hang herunter ziehen. Dann hört es plötzlich auf, wohl infolge der südlichen Fortsetzung unserer Verwerfung. Der Westfuß des Rückens nördlich P. 1569 besteht durchwegs aus Biancone, obwohl er viel tiefer liegt, als das in Jura eingeschnittene Tal der Malga Campo di sopra. Die Fortsetzung des Bruches von der erwähnten Straßenserpentine nach N wird zunächst von einem Bergsturz verdeckt. Die Höhenlage des Tithon auf seiner O- und W-Seite gestattet dafür hier eine Schätzung des vertikalen Betrages der Störung. Es scheint, daß der Westflügel um ziemlich genau 200 *m* gesenkt ist, da einerseits auf Kote 1215, andererseits auf Kote 1413 der Sektionskopie helle Obertithonkalke anstehen. Eine Spur des beschriebenen Bruches ist auch noch auf der Nordseite des Pizzo zu erkennen, an dem Weg, der von Grigno emporführt, um sich dann gegen den M. Aveati zu wenden. Wo dieser Steig westlich des N-Abbruches des Pizzo einige Serpentina bildet, trennt er in auffallender Weise zwei verschieden gelagerte Schichtpakete. Östlich von ihm fallen weiße Kalke und Oolithe ziemlich energisch gegen W ein, westlich liegen sie flach. Es handelt sich wohl um eine Schleppung an der beschriebenen Störung. Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir den Pizzo-Val d'Antennebruch mit dem Zudegehen der Col Meneghiniflexur in Verbindung bringen. Er trennt den Hangendflügel dieser Flexur, der höher steht und natürlich auch eine gewisse Bewegung gegen S erfahren haben muß, von einer westlicheren, ungefalteten, tiefer liegenden Scholle.

9. Der Hügel Il Cimone nördlich des M. Meletta trägt eine Kappe von Oberjura und Unterkreide. Das Tithon liegt im östlichen Teil des Berges um etwa 40 *m* höher als im westlichen. Ich nehme deshalb eine zwischen den beiden Gipfeln durchlaufende, etwa nord-südliche Störung an, obwohl ich sie nicht direkt beobachten konnte.

10. In den einförmigen Dolomiten, Kalken und Oolithen, die den höchsten Teil des Plateaus der Sette Comuni aufbauen, sind kleinere Verwerfungen natürlich in der Regel nicht nachweisbar. Westlich der Malga

Fossetta (südöstlich der Cima Maora) verläuft aber eine etwas bogenförmige, fast senkrechte, so auffallende und scheinbar unmotiviertere Felswand, daß sie nur auf eine Verwerfung zurückgeführt werden kann. Südwestlich der genannten Malga, an einem Saumweg, der eine Biegung der Straße abschneidet, sind die Frizzoneschichten lokal stark verbogen und steil aufgerichtet, wohl sicher im Zusammenhang mit demselben Bruch.

11. Östlich der Casa Tanzer, an der Straße von Gallio in das Campo Mulotal, wird das steilgestellte Tithon der Sieben Gemeindeflexur von einer kleinen Querstörung betroffen, durch die es im W etwas gegen N verschoben wird. Die Richtung der Störung dürfte NNO sein. Ihr genauer Betrag und Charakter ist nicht zu erkennen.

12. und 13. Ziemlich auffallend — wenn auch an sich nicht bedeutend — sind zwei Brüche, die den Gipfelteil des M. Longara in etwa nordnordöstlicher Richtung durchsetzen. Der eine läuft wenige Schritte nordwestlich des Trigonometers durch. Hornsteinschiefer im O stoßen gegen Biancone im W. Die beiden Gesteine sind sehr deutlich und im richtigen Sinne aneinander geschleppt. Der Trigonometer selbst steht schon auf einem weißen Oxfordkalk. Weiter nordöstlich stößt auch dieser Kalk an derselben Verwerfung gegen Biancone ab. Ihre Sprunghöhe dürfte etwas weniger als 20 m betragen.

Auf dem breiten Rücken, der vom Longaragipfel gegen W führt, liegt das Tithon vollständig flach. Trotzdem besteht auch der Sattel zwischen M. Longara und Casara Longara d'avanti aus Tithon. Es dürften hier noch ein oder zwei Brüche parallel zum Gipfelbruch durchlaufen, durch die dieses Absinken der Schichten bewirkt wird. An einer Stelle des Kammes ist auch eine kleine Bianconescholle vorhanden, die im SO gegen roten Knollenkalk stößt. Der Gesamtbetrag, um den das Tithon durch diese Verwerfungen gesenkt wird, erreicht etwa 60 bis 70 m.

14. Ganz zweifelhaft ist eine vermutete Störung auf dem NW-Hang des Corno di Campo bianco. Der ganze Westhang dieses Berges besteht aus Dolomit, erst die Steilwände unter dem Gipfel sind Kalk. An der Straße nordwestlich des Gipfels steht dagegen wieder Kalk an. Eine sichere Erkenntnis eines Bruches ist trotzdem nicht möglich, weil Verena-Kalk und Dolomit oft seitlich ineinander übergehen.

15. Dort, wo die vom M. Forno kommende Straße in die den Corno di Campo verde nördlich umziehende einmündet, ist der Grenzdolomit ganz mylonitisiert. Es muß hier also wohl eine Störungslinie vorhanden sein, von der ich aber weiter nichts zu erkennen vermochte. Westlich der Straßengabel herrscht Dolomit vor, östlich Kalk.

B. Die Dosso- und Paradisobrüche.

Schon in seinen ersten Arbeiten über die Lessinischen Alpen hat Vacek erkannt und wiederholt hervorgehoben, daß der regelmäßige Aufbau des Sieben Gemeindeflexurplateaus in der Gegend des Dosso durch ein System von Brüchen gestört wird. In der Tat ist diese Bruchregion eine der wichtigsten in den ganzen Lessinischen Alpen. (Vgl. Textfig. 12.) Auf sie ist der Gegensatz zwischen dem einförmigen, verkarsteten Hochland des Portule- und Galmararatales und dem stratigraphisch und morphologisch viel mannigfaltigeren Gebiet um Vezzena in erster Linie zurückzuführen. Wir können die hier zu besprechenden Störungen in drei natürliche Gruppen bringen und unterscheiden:

- a) Den Paradisobruch, weitaus der größte der ganzen Region.
- b) Den grabenförmigen Einbruch des Dosso mit gestaffelten Verwerfungen zu beiden Seiten.
- c) Die südliche Fortsetzung der Bruchregion in das Verena-Plateau hinein, wo ihre Bedeutung rasch abnimmt.

16. Der Paradisobruch. Wir werden wohl nicht fehlgehen, wenn wir in ihm das eigentliche Ostende der allerdings schon in der Gegend von Vezzena nur mehr wenig typisch entwickelten Lavaroneflexur erblicken. Ich beginne die Detailbeschreibung im N. Der Ostkamm der Kote 1889 östlich der Porta di Manazzo besteht

aus typischen Noriglioschichten mit Chemnitzien und großen Terebrateln. Sie fallen 35° SW. In der Nordwand sieht man wenig unter dem Kamm den Steilabbruch der Liasoolithe und Verenakalke. Dagegen ist der Westhang des M. Paradiso aus mehr oder weniger kristallinen, weißlichen bis grauen Dolomiten zusammengesetzt, die der Übergangsregion zwischen Grenzdolomit und Hauptdolomit entsprechen dürften. Es ist dies weitaus die größte Meereshöhe, die der Hauptdolomit in der ganzen von mir untersuchten Region erreicht. Durch den Sattel zwischen M. Paradiso und P. 1889 verläuft also eine sehr bedeutende Verwerfung. Eine nähere Untersuchung ergibt, daß gerade am Sattel in dem Bruch eine kleine Linse eines dichten, hell braungrauen, von massenhaften kleinen Spatadern ganz durchsetzten Kalkes steckt, offenbar eine eingeklemmte und ganz zertrümmerte Partie von Verenakalk. Die Sprunghöhe des Bruches läßt sich hier nicht genau ermitteln. Nach einer beiläufigen Schätzung muß sie 400 m jedenfalls übersteigen. Weitere gute Aufschlüsse der Verwerfung findet man an der Straße nordöstlich Casara Larici. Gerade wo sie in das Lenzuolatal hineinbiegt, sind die Noriglioschichten stark aufgeschleppt, so daß sie 75° W fallen. Es folgt eine 10 bis 20 m breite Zone ganz zerquetschten Dolomites, dann ungestörter Hauptdolomit. Südöstlich der Casara Larici erscheint unter dem grauen Lias des gesunkenen Flügels ein Wandel von Liasoolith, der mittelsteil SW fällt. Daran schließen sich gleich die schönen Aufschlüsse an der Serpentinstraße aus dem Assatal nach Larici. Etwas südwestlich der Kehre 5 (der vorletzten gegen N spitzen) sind dunkelgraue Kalke des liegendsten Teiles der

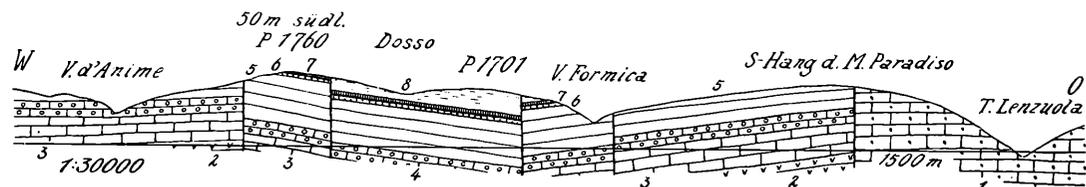


Fig. 12. O—W-Profil durch das Dossogebiet. Dosso- und Paradisobrüche.

- | | | |
|-------------------|------------------------|---|
| 1 = Hauptdolomit. | 4 = Liasoolith. | 7 = Hornsteinschiefer, <i>Acanthicus</i> -Schichten und Tithon. |
| 2 = Grenzdolomit. | 5 = Noriglioschichten. | 8 = Biancone. |
| 3 = Verenakalk. | 6 = Bunte Jurakalke. | |

Noriglioschichten an der Verwerfung ganz in einzelne Knollen zerdrückt. Die Lagerung der westlich anschließenden Liasoolithe und grauen Kalke ist eine sehr gestörte. Auch die Kehre 4 südlich der vorgenannten tangiert noch einmal den Paradisobruch. Man sieht zahlreiche N—S streichende Harnische im Dolomit. Schließlich wird der große Bruch auch von der Straße im Assatal etwas westlich P. 1171 gequert. Hier ist allerdings etwas mehr Aufmerksamkeit notwendig, um ihn zu erkennen. Mein Notizbuch zeigt mir jedoch, daß mir zu einer Zeit, als ich von der Existenz des Paradisobruches noch nichts wußte, die scharfe Grenze zwischen dem grauen, feinkörnigen Hauptdolomit und dem weissen, hochkristallinen Grenzdolomit aufgefallen war, zwei Gesteinen, die sonst stets durch eine sehr mächtige Übergangsbildung innig verbunden sind.

Ehe ich in der Wiedergabe meiner Beobachtungen fortfahre, soll der Versuch gemacht werden, die Sprunghöhe der Paradisoverwerfung im Assatal zu ermitteln. Die Grenze zwischen dem Verenakalk und dem Grenzdolomit des Westflügels liegt (soweit sich dies bei einer so unscharfen Fläche bestimmen läßt) etwas unter 1300 m Höhe. Dieselbe Grenze finden wir auf dem Nordhang des M. Verena zirka 1600 , auf dem Westhang der Cima Portule etwa 2000 m hoch oder noch etwas höher. Es dürfte erlaubt sein, anzunehmen, daß sie über dem Assatal östlich des Bruches beiläufig 1800 m hoch läge. Die Sprunghöhe ergibt sich daher zu mindestens 500 m .

Kote 1436 des M. Porrecche besteht ganz aus Grenzdolomit. Dagegen schien mir die Kote 1404 aus Hauptdolomit gebildet zu sein. Auch morphologisch sind diese beiden Hügel auffallend verschieden. Die Ostseite des westlicheren von ihnen trägt kleine Wandeln, während die SW-Seite von P. 1404 fast ganz felsfrei

und von Wiesen bedeckt ist. Künstliche Aufschlüsse zeigen hier einen ungemein grusigen Dolomit. Der Paradisobruich dürfte also jedenfalls durch den Sattel des M. Porrecche ziehen. In den Nordwänden des M. Verena vermochte ich aber keine Spur seiner Fortsetzung zu erkennen, weder bei Betrachtung von den gegenüberliegenden Höhen, noch bei einer Begehung der Gipfelregion selbst.

17. Dagegen ist an der Straße Casare Le Mandrielle—Malga Pusterle, etwa 700 *m* östlich der Kote 1596, eine auffallende Verwerfung aufgeschlossen. Sie streicht NO—SW bei senkrechter Stellung, trifft also die Straße unter einem spitzen Winkel. Nördlich der Straße springt hier eine kleine Felsnase mit einem ausgesprengten Schützengraben vor, die aus sehr stark zertrümmertem Verena-Kalk besteht, an den westlich gleich der Oolith anschließt. Südöstlich der Verwerfung trifft man in gleicher Höhe den Grenzdolemit, der deutlich gepreßt und geschleppt ist. Mit dieser Pressung hängt vielleicht auch die rötliche Verfärbung des Gesteins zusammen, falls sie nicht durch einen benachbarten Basaltgang verursacht ist. Auf Grund dieser Beobachtungen müssen wir annehmen, daß der Paradisobruich knapp nördlich der Malga Pusterle scharf gegen SW umbiegt. Bei Le Mandrielle vereinigt er sich mit den westlichen Dossobrüchen.

18 bis 21. Die Bianconescholle, die sich vom Dosso nach N bis gegen die Porta di Manazzo zieht, ist ein echter Graben. Sie wird sowohl im O als im W von je zwei Brüchen begleitet, deren innerer Flügel der gesunkene ist. (Vgl. Textfig. 12.) Wir werden diese Brüche der Reihe nach besprechen.

18. Gerade westlich der Casara Lariçi führt eine Brücke über die Val Formica (Name nach der Sektionskopie). Gleich südlich dieser Brücke besteht die rechte Seite des Grabens aus hellrotem und orangefarbigem typischen Oxfordkalk. Einfallen 38° OSO. Die linke Seite dagegen zeigt Aufschlüsse von grauen Wulstkalken mit starken Schieferzwischenlagen, zweifellos Noriglioschichten. Sie fallen 20° OSO. Die beiden Gesteine müssen also an einer Verwerfung gegeneinander abstoßen, die ungefähr der Talsohle folgt. Nach N und S läßt sich diese Verwerfung nicht weiter verfolgen. Sie tritt in beiden Richtungen ganz in den Grauen Kalk ein. Die Sprunghöhe läßt sich nur ungefähr schätzen. Sie dürfte kaum mehr als 20 bis 30 *m* betragen.

19. Nicht bedeutender ist der nächste Bruch, der knapp östlich Kote 1701 vorbeizieht. Auf dem Rücken, der von diesem Punkt nach SO verläuft, liegen die Oberjurawandeln so hoch, daß sie nur von ganz wenig Biancone bedeckt werden. Auf der Westseite des Rückens stoßen aber die *Lithiotis*-Schichten gegen rote Tithon-Knollenkalk. Dies ergibt eine Sprunghöhe von jedenfalls mehr als 10 *m*, vielleicht ebenfalls 20 bis 30 *m*. Auf der Nordseite der Kote 1701 ist derselbe Bruch an der Verschiebung der Oberjurawandeln deutlich zu erkennen.

20 und 21. Wir gelangen nun zu der westlichen Begrenzung des Dossograbens. Hier sind die Verhältnisse wesentlich komplizierter als im O. Knapp westlich der Osteria di Porta Manazzo kreuzt die Straße eine bedeutende Störung: Eine Oberjuraserie, bestehend aus *Lithiotis*-Schichten, grauen Krinoidenkalken, roten Hornsteinen, roten und weißen Knollenkalken, die im Bogen von SO herüberstreicht, stößt gegen Verena-Kalk im W. Gerade an der Straße gabelt sich dieser Bruch. Die beiden Teile verlaufen nahe beieinander nach S und vereinigen sich wieder in der Nähe von Kote 1596 bei Casare Le Mandrielle. Der östliche dieser Teilbrüche bildet die Westgrenze des Neokom des Dosso. Der schmale Streifen zwischen den beiden Brüchen besteht vorwiegend aus Noriglioschichten. Nordöstlich Kote 1770 ist zwischen diesen und den Biancone eine kleine Linse von roten Knollenkalken eingeschleppt. Gleich südöstlich P. 1770 tragen die Noriglioschichten in normaler Auflagerung eine kleine Kappe von Oberjura und Tithon, die ebenfalls gegen den Biancone abstoßt. (Vgl. Textfig. 12.) Die Aufschlüsse auf den Almwiesen des Dosso sind nicht überall die besten, sie waren aber zur Zeit meiner Begehung infolge künstlicher Gesteinsentblößungen etwas günstiger als gewöhnlich. Ich erinnere mich noch gut zweier großer Geschoßtrichter gerade östlich P. 1770, die auf ebenem Boden nur zehn Schritte von einander entfernt waren und von denen der westlichere ausschließlich Liaskalk zeigte, der östlichere nur Neokom. In der obersten Val d'Anime (dem Graben westlich P. 1770) bewirkt der westliche Teilbruch,

daß die Noriglioschichten der mittleren Scholle gegen den Liasoolith der westlichen Region abstoßen. Dasselbe ist auch am Ausgang des Torr. Remaloch (des ersten Grabens östlich der Osteria del Termine) der Fall. Die westliche Talseite besteht hier aus flach gelagerten Liasoolithen. Gerade am Grabenausgang an der Straße sind sie etwas grau gefärbt und stark gestört, bis senkrecht aufgerichtet. Dagegen reichen auf der östlichen Talseite die grauen Kalke fast bis an die Straße herunter. Sie fallen hier 26° S. Besser noch als bei einer Begehung des Remalochgrabens selbst überblickt man diese Verhältnisse vom Weg aus dem Assatal zur Malga Lungolaita. Der Gegensatz zwischen den horizontal geschichteten steilen Wandeln auf der Westseite und dem gleichförmigen Waldhang auf der Ostseite des Talausganges ist ein deutlicher Ausdruck des verschiedenen Baues beider Hänge.

Während nach dem Gesagten der äußere Teilbruch der westlichen Dossoverwerfung seinen Charakter stets beibehält, so daß der Ostflügel überall der gesunkene ist, ändert der östliche Teilbruch seine Rolle im südlichen Abschnitt seines Verlaufes. Denn im Assatal liegt die schmale Mittelscholle am tiefsten. Dies ergibt sich nicht nur aus dem schon erwähnten tiefen Herabreichen der grauen Liaskalke, sondern auch daraus, daß ein Stück westlich Baitle an diesem Bruch Grendolomit im O gegen Verenakalk und Liasoolith im W stößt. Die schmale, zwickelförmige Mittelscholle beugt sich vermöge des oben angegebenen südlichen Schichtfallens zwischen der Dossoscholle selbst und der Region der Osteria del Termine in die Tiefe.

An dem schon erwähnten Weg zur Malga Lungolaita sind Harnische und Schichtverbiegungen zu beobachten, die wohl auf die südliche Fortsetzung der westlichsten Dossoverwerfung zu beziehen sind. Südlich der genannten Alm dürften sich die beiden Teilbrüche wieder vereinigen. Gleichzeitig klingen sie aber auch aus. Es wurde schon gesagt, daß bei Le Mandrielle die Fortsetzung des Paradisobruches sich den westlichen Dossobrüchen nähert. Eine unmittelbare Verlängerung aller dieser Störungen gegen S ist jedoch nicht zu erkennen. Vielmehr tritt an ihre Stelle eine neue, viel bescheidenere Verwerfung, die wir sogleich kennen lernen werden.

Die Sprunghöhe der westlichen Dossobrüche läßt sich, da sie ja sogar ihr Vorzeichen ändert, nicht einheitlich angeben. In unserem Profil Fig. 12 beträgt die Absenkung des Ostschenkels an dem äußeren Teilbruch etwa 80 m, an dem inneren wohl nur 10 bis 20 m. (Sie erscheint in der Zeichnung wegen der notwendigen Übertreibung der Schichtmächtigkeiten im Oberjura etwas zu groß).

22. Die Straße, die von der Casare di Campovecchio nach S in die Val di Martello führt, verläuft bis zu dieser durchaus in Verenakalk. Dagegen stehen noch östlich der Ebene der Casare di Campolongo Noriglioschichten an. Auf dem südlichen Teil des M. Angaro liegt sogar eine kleine Partie von Oberjura. Bei der im allgemeinen flachen Lagerung kann dieser Jura kaum in normalem Schichtverband mit dem Verenakalk an der Straße stehen, zumal dieser bis auf den Gipfel der Cima Civello hinaufreicht. Es ist also wohl eine nord-südliche Verwerfung anzunehmen, die die Straße im W begleitet. Die nördliche Fortsetzung dieses Bruches bedingt vielleicht eine Wandstufe, die östlich der Straße Campovecchio—Le Mandrielle im unteren Teil des Hanges des M. Verena zu verfolgen ist. Während die Schichten der Wand flach nach SSW fallen, ist die Neigung der Schichten an ihrem Fuß mittelsteil WSW. Eine direkte Verbindung zwischen dieser Störung und dem Süden der Dossobrüche scheint — wie schon bemerkt — nicht zu bestehen.

23. Endlich ist noch eine kleine Querstörung zu erwähnen, die die Sieben Gemeindeflexur zwischen Rotzo und Albaredo betroffen hat. Zwischen der ersten und zweiten Kehre der Campolongostraße (von unten) stoßen die Noriglioschichten im O längs eines $N 10^{\circ} W$ streichenden Bruches gegen Majolica im W. Das Einfallen der beiden Gesteine ist ganz gleich, etwa 50° S wenig O. Die schon auf S. 25 erwähnte plötzliche Änderung in der Neigung der Flexur, die etwas weiter nördlich erfolgt, hängt vielleicht mit dieser Störung zusammen. Es scheint mir aber nach meinen Beobachtungen nicht wahrscheinlich, daß die Bewegungsfläche dieselbe ist.

C. Brüche der Gegend von Vezzena.

24 bis 28. Eines der kompliziertesten Bruchgebiete der ganzen untersuchten Region ist das in der Umgebung der Malga Campo Poselaro. Richtiger wäre vielleicht, zu sagen, daß hier zufällig die Denudationsoberfläche so liegt, daß eine größere Anzahl von kleinen Brüchen alle durch das Verhalten der wenig mächtigen und leicht unterscheidbaren Oberjuragesteine

sichtbar gemacht werden, Brüchen, die sich der Beobachtung sicher großenteils entzögen, wenn sie in mächtigeren Schichtgliedern verliefen, was notwendig zum Teil der Fall wäre, wenn sie eine größere Sprunghöhe hätten. Der Bau der Region geht viel besser als aus einer langen Beschreibung aus der beigelegten Kartenskizze (Fig. 13) hervor. Man bemerkt zunächst im W einen ganz schwachen Bruch von wenigen Metern Sprunghöhe. Der Hauptbruch, an dem Biancone gegen Noriglioschichten stößt, hat sicher einen Betrag von mehr als 20 m, der sich aber nicht näher feststellen läßt. Sein Verlauf ist geknickt, im südlichen Teil gegen N, im nördlichen gegen NO gerichtet. Dieser nördliche Abschnitt ist verdoppelt, so daß sich der Höhenunterschied auf zwei parallele Sprünge verteilt. Der Betrag des nördlicheren der beiden Brüche mag etwa 12 m erreichen, der Rest der nicht genau bekannten Gesamtverschiebung kommt auf den südlichen. Der südliche Ast des Hauptbruches gabelt sich, so daß zwischen Biancone und Noriglioschichten eine ganz kleine, keilförmige Scholle von gelben und roten Krinoidenkalken eingeschaltet ist, deren Unterlage von grauen Kalken übrigens sowohl im N als im S sichtbar ist. Die senkrechte Verschiebung an der W-Seite dieses

Keiles ist mit 15 bis 20 m zu schätzen. Der Gesamtbetrag des Hauptbruches dort, wo er nicht gespalten ist, muß daher wohl größer sein. Ausnahmslos ist die westliche Scholle an jeder Verwerfung die gesenkte. Wo die Brüche gegen N und S in die Noriglioschichten austreichen, sind sie natürlich nicht weiter zu verfolgen. Sehr leicht möglich wäre es, daß weitere kleine Verwerfungen derselben Bruchregion ganz in den Noriglioschichten liegen und deshalb nicht aufgefunden wurden. Westlich der beschriebenen scheinen

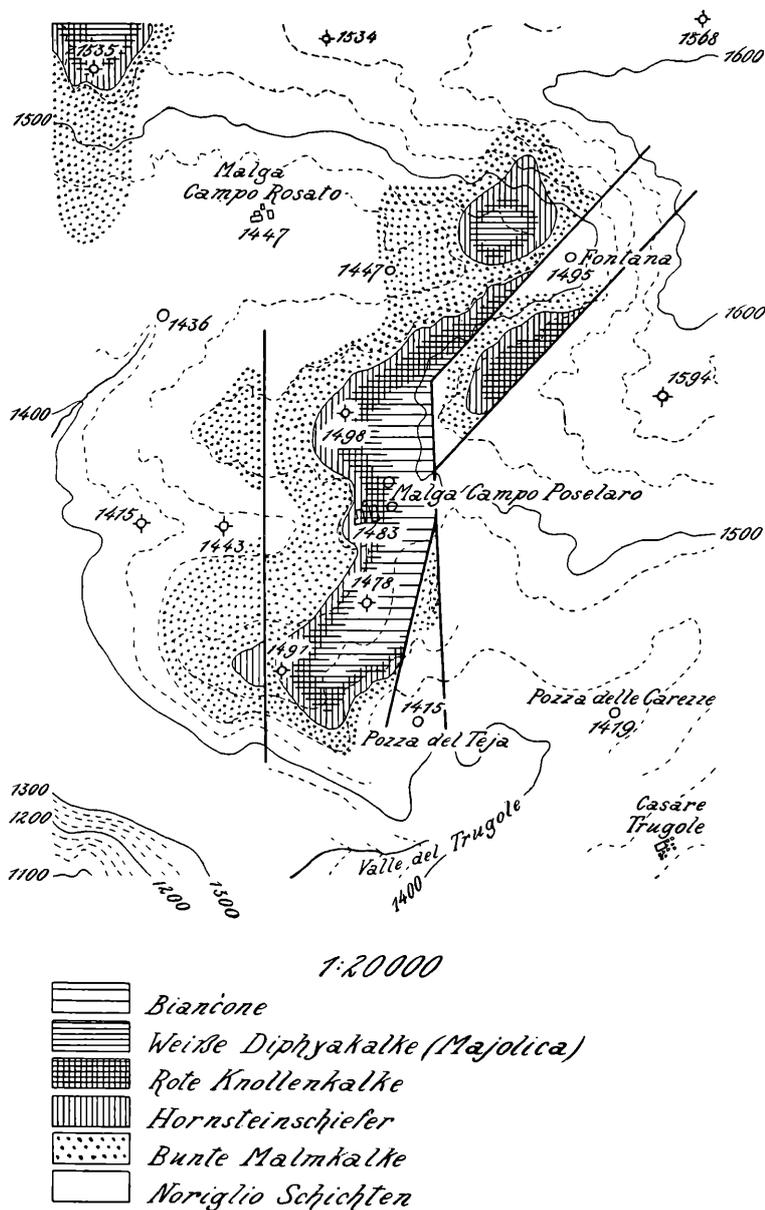


Fig. 13. Geologische Karte der Bruchregion von Campo Poselaro südöstlich Vezzena.

allerdings keine Verwerfungen mehr zu folgen, da sie sonst in dem Jura nordöstlich Costesin wohl erkennbar sein müßten. Dagegen ist es nicht unwahrscheinlich, daß in den *Lithiotis*-Schichten zwischen der Malga Campo Poselaro und den Casare Le Mandrielle kleinere Brüche derselben Art wie die beschriebenen verborgen sind. Sonst erschiene mit dem Ansteigen des Geländes gegen O wohl noch einmal Jura, es wäre denn, daß der Hauptbruch von Campo Poselaro eine unvermutet große Sprunghöhe hat.

29. In Beziehung zu den Brüchen von Campo Poselaro steht vielleicht eine unbedeutende Störung, die an dem sogenannten „Grenzweg“ von der Malga Campo Rosato nach Lucca im Asticotale beobachtet wurde. Dieser Saumweg bildet westlich der Tola del Vescovo einige Serpentinien, mittels derer er die Verena-Kalkwände überwindet. Dabei schneidet er mehrmals eine ungefähr nordsüdliche und senkrechte, aber im einzelnen stark wellig verbogene Störung. Sie wird von einem Mylonit begleitet. Eine merkliche vertikale Verschiebung scheint an ihr jedoch nicht stattgefunden zu haben.

Bei Begehung dieses Weges kann man sich auch leicht überzeugen, daß die Wände, die von der Cima Norre nach N ziehen, von einer ganzen Schaar kleiner Verwerfungen durchsetzt werden. Es ist aber sehr schwer, sie im einzelnen und aus der Nähe zu entziffern. Folgende Anhaltspunkte konnte ich über ihren Verlauf gewinnen:

30. Die Val Torra, das Tal östlich der Cima Norre, gabelt sich im obersten Teil. Den rechten Graben übersetzt eine Brücke, die auf der Spezialkarte mit 1304 kotiert ist. Wenige Schritte östlich dieser Brücke zieht eine Verwerfung durch, an der graue Kalke im O gegen helle Liasoolithe im W grenzen. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung scheint mehr als 100 m zu betragen, gegen S klingt sie aber rasch aus.

31 und 32. Südöstlich der Malga Crojer, wo der Weg von Alle Meneghini nach N den Steilhang in Serpentinien überwindet, ist das Gestein sehr zertrümmert. Dem eigentlichen Berghang aus kristallinem Grenzdolomit sind einzelne Wandeln und Türme vorgelagert, die aus horizontal gebankten Kalken bestehen. Hier dürfte in spitzem Winkel zu den Wänden ein etwa südöstlich verlaufender Bruch durchschneiden. Etwas weiter nördlich trennt dieser Bruch Noriglioschichten im NO von Liasoolithen im SW, die bis nördlich der genannten Alm in den Hang hinein vorspringen. Einige zweifelhafte Beobachtungen in den Noriglioschichten am Weg von hier gegen Bisele veranlassen mich zu der Vermutung, daß die Verwerfung nördlich der Malga Crojer gegen N umbiegt und mit abnehmender Sprunghöhe bis etwas westlich Costesin verläuft, wo sie ausklingt. Die südöstliche Fortsetzung der beschriebenen Störung ist ziemlich sicher auf dem Felsvorsprung des Cogolo della Vecchia zu erkennen. Ich konnte diesen Punkt selbst zwar nicht besuchen, nach dem klaren Anblick vom Nordhang der Cima di Campolongo aus und einer Begehung im Umkreis der Fratte di Campolongo stellen sich die Verhältnisse dort aber folgendermaßen dar: Die Oberkante der ganzen Wand, die vom Campolongo nach N zieht, und ebenso die Kote 1321 bestehen aus Liasoolith. Knapp östlich dieser Kote aber sieht man in der Südwand eine grabenartig eingesenkte Partie weicherer Schichten, wohl sicher grauer Liaskalk. Sie wird von zwei Verwerfungen begrenzt. Die westliche von ihnen ist unser Bruch Nr. 31. Die östliche werden wir sogleich an einer etwas nördlicheren Stelle kennen lernen. Beide treffen sich unter einem etwas spitzen Winkel südlich vor der Wand und erreichen damit wohl ihr Ende, da sie entgegengesetzte Bewegungsrichtung haben.

33. Die Fratte di Campolongo stehen auf grauen Liaskalken. Geht man von ihnen nach W, so kommt man sehr bald zu einer Wandstufe von hellen Oolithen, die von N nach S verläuft und eine obere von einer unteren Wiese trennt. Westlich dieser schmalen Oolithzone folgen auf der unteren Wiese aber wieder Noriglioschichten, die bis zu dem Steilabbruch in die Val Torra anhalten. Am Fuß des Oolithwandels muß also eine Verwerfung hinlaufen. Ihre etwas gegen W abgelenkte südliche Fortsetzung ist nach meiner Ansicht die östliche Begrenzung der beschriebenen grabenförmigen Scholle grauer Kalke am Cogolo della Vecchia.

34. Zwischen Cima Norre und Hoheck dürfte eine ganz kleine nord-südliche Verwerfung durchlaufen, an der die westlichen Bänke der Wand etwas abgesunken sind.

35. Eine andere, eben so unbedeutende Störung zieht von der Malga Campo östlich Lusern nach N, da kleine, aus mächtigeren *Lithiotis*-Bänken gebildete Wandeln hier plötzlich aufhören. Die genaue Richtung und der Betrag der Verwerfung konnte nicht ermittelt werden.

36 und 37. Etwas bemerkenswerter sind zwei Brüche bei der Malga Cost'alta südwestlich Vezzena. Die Hochfläche dieser Alm besteht aus Hornsteinschiefern, roten Knollenkalken und wenig Majolica. Die Almhütten selbst aber stehen auf Noriglioschichten, die horstförmig aus dem Oberjura aufragen. Die Breite des Horstes beträgt im S etwa 80 m, nördlich der Malga spitzt er in den Hornsteinschiefern vollständig aus. Er muß also von zwei unter sehr spitzem Winkel konvergierenden Brüchen begrenzt werden. Ihre Sprunghöhe läßt sich nicht ermitteln, da der Lias zwischen ihnen nicht von jüngeren Schichten bedeckt wird, sie muß aber nicht viel mehr als 10 m sein.

38. Unweit der Kirche von Vezzena ist an zwei Stellen ein Bruch aufgeschlossen, der, abweichend von allen bisher besprochenen, eine westnordwestliche Richtung verfolgt, wobei die nördliche Scholle abgesunken ist. Der Gipfel des Basson di sopra besteht aus grauen Liaskalken. In einem Schützengraben, der etwas östlich des Trigonometers 1491 nordwärts über den Kamm verlief, war ganz wenig nördlich von diesem ein Bruch aufgeschlossen, an dem der flach liegende Liaskalk ohne Zwischenlagerung von Jura gegen Biancone stößt. Dieser ist ziemlich stark gestört. Auf denselben Bruch werden auch Beobachtungen in einem Steinbruch gerade südlich der Straßengabel 1418, etwas westlich der von hier gegen S führenden Straße, zu beziehen sein. Das Einfallen ist in dem Aufschluß etwa 45° NNO. Die Schichtfolge ist von S nach N diese:

1. Hell- und dunkelgraue, plattige Kalke mit starken Schieferzwischenlagen.
2. 1½ m sehr gequetschte, rote, krinoidenführende Kalke.
3. 9 m rote Hornsteinschiefer.
4. 4 m rote Knollenkalk.
5. Weiße Knollenkalk der Majolica, nur mehr ganz wenig aufgeschlossen.

Die Quetschung der Schichten und die für die Gegend übermäßig große Mächtigkeit der Hornsteinschiefer sind deutliche Anzeichen dafür, daß die Gesteine stark gestört sind. Die Liasschichten des letzten Profiles sind von denen des Basson nur durch einen schmalen Moränenstreifen getrennt. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß wir in dem beschriebenen Aufschluß die Stelle zu erkennen haben, an der der Bruch des Basson nach W in Gestalt einer Flexur zu Ende geht. Tatsächlich ist weiter gegen die Malga Fratelli zu der Schichtverband ein normaler, wenn auch noch ein ziemlich energisches Nordfallen erkennbar ist. Es scheint also die Störung des Basson di sopra eine richtige Mittelstellung zwischen einer Verwerfung und einer Flexur einzunehmen, während diese beiden Typen von Störungen sonst in den Lessinischen Alpen sehr scharf getrennt sind.

39. Recht lehrreich ist ein kleiner, NW—SO streichender Bruch nordnordöstlich Vezzena, beim „so“ von „Marcai di sotto“ der Spezialkarte. Nördlich und östlich der Kote 1474 der Sektionskopie steht nur roter Knollenkalk mit einer kleinen Kappe von Majolica an. Etwa 30 m westlich der Kote tauchen aber plötzlich mit 45° Südfallen unter den *Acanthicus*-Schichten die Hornsteinschiefer und die bunten Jurakalke hervor. Der Seifeiro ist auf der Westseite des kleinen Tales westlich Marcai di sotto bis zur Kote 1532 der Sektionskopie zu verfolgen. Nördlich dieser Kote gleicht sich der Unterschied zwischen den beiden Talseiten aus und der Jura wird ganz gleichmäßig von Biancone bedeckt. Die beiden Grabenseiten sind also durch einen Querbruch, der ungefähr in der Talsohle verläuft, geschieden. Westlich des Bruches ist eine kleine schiefe Antiklinale mit steilerem Südschenkel vorhanden, die östlich des Bruches fehlt. Wir werden noch sehen, daß wahrscheinlich viele der größeren Querstörungen der Lessinischen Alpen ganz dem hier im kleinen leicht überblickbaren Typus folgen.

40. Westlich der Cima di Vezzena senkt sich der Kamm, der die Hochfläche der Lessinischen Alpen im N begrenzt, sehr rasch zu einem Sattel, von dem gegen N die Schlucht der Valle Santa Giuliana ausgeht. Dieser

Sattel ist durch eine bedeutende Verwerfung bedingt. Seine Ostseite besteht aus südfallendem Liasoolith, auf dem die Noriglioschichten aufliegen. Auf der Westseite dagegen setzen die weißen Tithonkalke die Oberkante der Nordwand zusammen. Die Hochfläche wird hier schon ganz von Kreide gebildet, in den Wänden folgt darunter der Jura. Die Sprunghöhe ergibt sich zu rund 200 *m*. Man findet die beschriebene Verwerfung gut aufgeschlossen, wenn man von der Straßengabel nordöstlich der Malga Cima di Verle dem Fahrweg gegen W folgt. Zuerst stehen an dieser Straße graue Wulstkalke des Lias an. In der Straßenbiegung beim Wort Verle sind diese Noriglioschichten sehr gestört und es grenzt an sie Kreide, und zwar wahrscheinlich Mittelkreide, die ebenfalls stark verbogen ist. Gegen S gleicht sich der Bruch auffallend rasch aus. Immerhin ist er in der Gegend des Werkes Verle, das südöstlich der Malga Cima di Verle gleich jenseits der Straße liegt, noch gut erkennbar. Beim Werk steht Biancone an, der im O rasch von Oberjura unterlagert wird. Dagegen ist an der gegen N gerichteten Straßenbiegung südlich der Zahl 1507 der Spezialkarte ein rötlicher Mergelkalk aufgeschlossen, der höchstwahrscheinlich als Scaglia zu deuten ist. Weiterhin wird das anstehende Gestein vollständig durch die Moräne von Vezzena verhüllt und wo es wieder auftaucht, ist von dem Bruch nichts mehr zu bemerken.

D. Die Seluggio-Lavaronebrüche.

Dies ist ein bedeutendes System von Brüchen, das das untersuchte Gebiet seiner ganzen Breite nach durchzieht, ja gegen S sogar noch wesentlich darüber hinausgreift, wie sich aus der Literatur gut feststellen läßt. Ich beginne die Beschreibung im S.

41. Schon auf S. 27 wurde erwähnt, daß der Westfuß des Tormeno durch eine beträchtliche Verwerfung bezeichnet ist. Der Sattel der Malga Zolle di fuori besteht aus Biancone von geringer Mächtigkeit, der von den gewöhnlichen Oberjurakalken unterlagert wird. Daran stößt im O Grenzdolomit, der aber nicht gut aufgeschlossen ist und sogleich von den hellen Liasoolithen bedeckt wird. (Vgl. Textfig. 9.) Die Sprunghöhe läßt sich nach dem Profil auf ungefähr 500 *m* schätzen. Der Steilabbruch südwestlich der Baiti i Monte (Dosso del Lustre der Sektionskopie) dürfte der nördlichen Fortsetzung des Tormenobruches entsprechen. Auf dem Venapaß dagegen ist er nicht mehr nachzuweisen.

Der Kamm zwischen Malga Zolle di dentro und M. Seluggio besteht aus Noriglioschichten. Sie sind ungemain stark gestört und das steile Einfallen wechselt fortwährend seine Richtung. Am Nordabfall des Seluggio selbst stoßen Noriglioschichten im W gegen Verenakalk im O. Die *Lithiotis*-Bänke fallen 50° N, der Verenakalk 30° SO. Das nun anschließende kleine Plateau des Seluggio bietet ungewöhnlich interessante und komplizierte Verhältnisse. Trigonometern 1100 besteht aus unterem Oolith, der 10° N fällt. Die muldenförmige Mitte des Plateaus wird von einer etwas länglichen, unregelmäßig geformten Masse sehr stark verwitterten Basaltes eingenommen, deren größte nord-südliche Erstreckung etwa 400 *m* beträgt, während sie von O nach W 200 *m* mißt. In diesen Basalt sind mehrere Schollen von Sedimentgesteinen eingeschlossen. So liegt gleich westlich unterhalb der Oolithmasse des Trigonometers eine kleine Bianconepartie, eine zweite findet man etwa in der Mitte des Basaltterrains und eine dritte an dessen Südende. Sie alle scheinen nicht mit Jura in Verbindung zu stehen. Dagegen wird eine vierte kleine Bianconemasse auf der SW-Seite des Basaltes von rotem Knollenkalk unterlagert, der 45° SSO fällt. An ihn grenzt im N typischer unterer Oolith, der den Rücken westlich der Hausruinen einnimmt. Die NW-Umrahmung des Basaltes endlich besteht aus *Lithiotis*-Schichten, die mit 70° Neigung S 15° O fallen. Gleich nördlich davon habe ich dagegen ein Einfallen von 50° N gemessen. Diese Beobachtungen lassen wohl nur die Deutung zu, daß der Tormenobruuch sich auf dem Seluggio zu einem etwa 200 *m* breiten, mit Basalt erfüllten Schlot erweitert, in den einzelne Schollen hangender Gesteine, besonders Kreide, von oben eingebrochen sind und der im O von Liasoolith, im W von Noriglioschichten begrenzt wird. Sehr wichtig wäre es, zu untersuchen, wie diese Verhältnisse sich auf der SW- und SO-Seite des Berges darstellen.

Dies war mir leider nicht möglich, denn das Tovotal habe ich gar nicht und das Rio freddo-Tal nur einmal bei Nacht betreten.

Klebelsberg vermutet²⁾ einen Bruch, der von Valle über Stalle Comparetti nach Case Calgari ziehen würde. Ich habe davon nichts bemerkt und auch Fabiani scheint ihn nicht beobachtet zu haben³⁾. Er dürfte kaum bestehen.

Anschließend seien zunächst einige kleine Brüche auf dem Plateau von Torezza beschrieben.

42. Auf der Wiese am Steilrand südwestlich Vallà ist trotz ziemlich schlechter Aufschlüsse eine kleine Verwerfung zu erkennen, die von dem Ort gegen WSW verläuft und an der *Lithiotis*-Schichten im S gegen Biancone im N grenzen. Jene sind an dem Bruch stark und unregelmäßig gegen N herunter gebogen. Einzelne rote Gesteinspartien sind ihnen eingeschaltet. Auch fand ich lose Stücke von roten Jurakalken, die wahrscheinlich von Quetschlingen an der Verwerfung herrühren. Wir haben also hier wieder eine Art Mittelding zwischen Verwerfung und Flexur vor uns. Die Sprunghöhe beträgt ungefähr 10 bis 20 m. (Vgl. auch Taf. 3, mittleres Profil.)

43. Noch viel unbedeutender ist eine zweite, parallele Verwerfung einige hundert Meter südlich der vorigen, durch die bloß bunte Jurakalke im N an einer jedenfalls dem Dogger angehörigen weißen Lumachelle im S abstoßen.

44. Unter dem Gipfel der mittleren Tonezzaspitze ist eine Geschützkaverne ausgeprengt, mit einem Stollen gegen S und einem gegen O. Über den Ausgang des letzteren verläuft ein senkrechter, NW—SO streichender, scheinbar horizontal gestreifter Harnisch. Das Gestein an ihm, und besonders das der östlichen Scholle, ist ungemein stark zertrümmert.

45 und 46. Der Oberjura, der den Biancone der Malga Zolle im W unterlagert, ist von zwei kleinen, ungefähr west-östlichen Brüchen betroffen, die an der Straße gut zu sehen sind. Der nördlichere liegt ziemlich genau westlich des Trigonometers Tormeno. An beiden ist der Nordflügel gesunken, so daß an der südlichen Verwerfung *Lithiotis*-Schichten gegen Biancone stoßen, an der anderen, weniger beträchtlichen, Dogger gegen Tithon. Der südliche Bruch ist auch deshalb bemerkenswert, weil an ihm ein etwa $1\frac{1}{2}$ m mächtiger Basaltgang aufgedrungen ist, den die Straße sehr gut aufschließt. (Vgl. Tafel 5, f. 6.)

47. Nun wenden wir uns vom Tormenobruach nach W. Hier gelangen wir sogleich zu einer Verwerfung, die in der Literatur schon wiederholt, durch Maddalena⁴⁾, Klebelsberg⁵⁾ und Fabiani⁶⁾, erwähnt worden ist. Die aus dem Campoluzzotal kommende Straße beschreibt nördlich der Cima Asarea eine Serpentine, die den Bruch vorzüglich aufschließt. Auf seiner Westseite steht durchwegs Grenzdolomit an, auf der Ostseite liegt Liasoolith und darüber grauer Liaskalk, der an der gegen O spitzen Kehre 45° O fällt. Besonders schön ist die Verwerfung kurz bevor man den Asareasattel erreicht, zu sehen. Ihr Verlauf wird durch eine typische Quetschzone bezeichnet, die hauptsächlich mit Mergeln und Kalkknollen von Noriglioschichten erfüllt ist. Auch der Dolomit ist an der Grenze stark zerrieben. Das Streichen der Verwerfung ist ungefähr SSW, ihre Sprunghöhe mag etwa 300 m betragen. Wie Klebelsberg richtig vermutet und wie sich aus den von Fabiani bestätigten Beobachtungen Maddalenas deutlich entnehmen läßt, setzt sich dieser Bruch über den Passo della Lazza und über Sella bis auf die Südseite des Posinatales fort. Er bedingt die auffallend glatte Form des Westhanges des M. Gamonda. Zu beiden Seiten des Torrente Zara läßt er den Porphyrit des Beckens von Laghi gegen den Hauptdolomit abschneiden.

48. Auch die Valle Cucca, die nördlich Tovo in nordnordwestlicher Richtung steil emporführt, scheint durch eine Verwerfung bedingt zu sein. Denn an der Straße, die sie quert, herrscht westlich der Talsohle grauer, feinkristalliner Hauptdolomit, östlich aber weißer, zuckerkörniger Grenzdolomit.

²⁾ Schiolinie, S. 260 und Fig. 1. — ³⁾ Pasubio, S. 59. — ⁴⁾ Vicentino, S. 720, 721, 723 u. 738. — ⁵⁾ Schiolinie, S. 260. — ⁶⁾ Pasubio S. 59,

49. Einen kleinen, etwa nord-südlichen Bruch beobachtet man nördlich des Trigonometers Toraro an einem Fußsteig. Mächtige *Lithiotis*-Bänke im W stoßen gegen graue Wulstkalke im O. Die Sprunghöhe ist nicht zu erkennen.

50. Einige Anzeichen deuten darauf hin, daß sich die oben beschriebene Asarea-Verwerfung (Nr. 47) nordwärts weiter fortsetzt, dabei aber ihren Sinn ändert. Etwa 700 m westlich des Baito Restele kreuzt die vom Passo della Vena kommende Straße in einem kleinen Graben einen auffallenden, N—S streichenden Harnisch, dessen Striemen mit etwa 25° Neigung gegen S fallen. Er verläuft zwar ganz im Dolomit, der jedoch auf der Westseite typischer Grenzdolomit ist, während er auf der Ostseite der Übergangsregion zwischen diesem und dem Hauptdolomit anzugehören scheint. Ob einige plattige Kalkbänke, die gleich darauf an der Straße aufgeschlossen sind, tektonisch an diese Stelle geraten oder als Einlagerungen im Grenzdolomit aufzufassen sind, konnte ich nicht entscheiden. Auch an der Straße auf der Südseite des Melignone trifft man in der Gegend des Sattels zwischen diesem Berg und dem Campomolon mehrere Harnische, die hier etwa NW streichen und fast horizontal gestreift sind. Die nördliche Fortsetzung der durch die genannten Gleitflächen angedeuteten Störung konnte ich leider nicht untersuchen. Wie wir jedoch sogleich sehen werden, liegt der Lias in der Gegend der Baiti della Costa und von Bosco Seuro um mehrere hundert Meter tiefer als er sich nördlich der Tonezza-spitzen vor der Erosion befunden haben muß. Es muß hier eine Querstörung durchziehen, die den erwähnten Lias von der einheitlichen Dolomitregion trennt, die ich südwestlich Montepiano angetroffen habe. Es ist wohl das Einfachste und Natürlichste, diese Niveaushiftung und die beschriebenen Harnische auf dieselbe Störung zu beziehen. Nördlich des Asticotales, zwischen Gschwent und Lusern, ist von dem Bruch nichts mehr zu erkennen. Wahrscheinlich hat sich der östliche Flügel allmählich in das Niveau des westlichen gesenkt.

51. Hat der zuletzt besprochene Bruch infolge von Lücken in der Beobachtung noch einen etwas hypothetischen Charakter, so vermochte ich eine weitere Verwerfung, die von der vorigen etwa östlich der Malga Fratte d'Arsiero abzweigt und den Lias des Trigonometers 1304 im SW begrenzt, wieder genauer zu untersuchen. Gleich östlich der Baiti delle Fratte wurde bei der Umwandlung des alten Karrenweges zum Vena-paß in eine Automobilstraße die Trasse etwas verlegt. Die neue Straße schneidet die Störung zweimal, der alte Weg verläuft ziemlich genau auf der Störung oder wenige Schritte westlich von ihr. Das Streichen des Bruches, das sich sehr verlässlich feststellen läßt, ist hier N 22° W. Auf seiner Ostseite stehen Noriglioschichten an, graue wulstig-plattige Kalke mit Schieferzwischenlagen, überlagert von *Lithiotis*-Bänken. Ihr Einfallen ist NNW bis N mit mäßigen Neigungen. Den Westflügel bildet Grenzdolomit. Er ist an der Störung, besonders an ihrer nördlichen Kreuzung mit der neuen Straße, ganz zermalmt und in eine Art tektonisches Konglomerat verwandelt. Benützt man den alten Weg, so findet man gerade im Bruch einen Basaltgang stecken. Um den weiteren Verlauf des Bruches aufzuklären, verließ ich ein Stück westlich der Baiti delle Fratte die Straße und stieg gegen Trigonometer 1304 hinunter. Man geht hier über Liasoolith, der noch bei Baito Monari ansteht. Wenige Schritte nordöstlich davon und etwas tiefer am Hang findet man aber ein auffallendes Wandel von flach gelagerten *Lithiotis*-Schichten. Dasselbe Gestein herrscht auch bei Baiti della Costa. Der Bruch zieht also gerade zwischen Baito Monari und dem Trigonometer durch. Bei meiner Begehung des Asticotales vermochte ich die besprochene Verwerfung nicht aufzufinden, wohl deshalb, weil sie hier ganz in den obertriadischen Dolomiten liegt. Dagegen traf ich östlich Nosellari eine Störung, die wahrscheinlich als die Fortsetzung der oben beschriebenen anzusprechen ist. Südlich der Häusergruppe Dazio besteht der Oberrand des Steilhanges zum Astico aus typischem, weißem, horizontal gebanktem Liasoolith. Dagegen trifft man gleich am Beginn des Fahrweges nach Lenzi eine Wand von hellen *Lithiotis*-Schichten, die sich schon durch ihre massige Beschaffenheit auffallend von dem Oolith unterscheidet. Es muß also knapp östlich Dazio eine Verwerfung durchziehen. Sie tritt hier ganz in die Noriglioschichten ein, in denen ich sie nicht weiter verfolgen konnte.

Die Sprunghöhe des Bruches ist beim Trigonometer 1304 auf 250 bis 300 m zu schätzen.

52. Die keilförmige eingesunkene Scholle zwischen den beiden zuletzt beschriebenen Verwerfungen wird selbst noch einmal durch einen bedeutenden Bruch geteilt, der vom Asticotale bis zum Nordrand des untersuchten Gebietes verfolgt werden konnte. Er ist zunächst in dem Graben zwischen Oselli und dem Werk Gschwent sehr deutlich zu sehen. Der genannte Ort steht auf Biancone, unter dem gleich südlich der Häuser der Oberjura hervorkommt. Ganz wenig östlich der Grabensohle stößt daran der Liasoolith mit Übergang der liegendsten Teile in Grenzdolomit. Der Bruch ist an der Straße von Capella zum Werk sehr deutlich zu erkennen. Die Störungsfläche selbst ist zwar nicht aufgeschlossen, aber die flache Lagerung der aneinander grenzenden Kreide- und Liasschichten ist gut festzustellen. Die Sprunghöhe des Bruches beträgt hier eher mehr als 400 m. Auf der rechten Seite des Astico muß er bald von der vorher besprochenen Verwerfung abgeschnitten werden. Weiter im N verschafft uns die Straße M. Rover—Lavarone wieder interessante Aufschlüsse. Dort, wo sie nördlich des Werkes Gschwent am weitesten gegen N ausbiegt, auf dem sogenannten Magresattel, ist nördlich von ihr ein Steinbruch in einem schmutzig orange-grauen, krinoidenführenden, unendlich oolithischen Kalk angelegt, der dem oberen Dogger oder unteren Malm angehört. Er ist ungemein gestört und gequetscht und stößt knapp östlich des Steinbruches gegen unteren Oolith, der vom Werk Gschwent ununterbrochen bis hierher zu verfolgen ist. Gleich westlich des Sattels sind an der Straße größere Aufschlüsse in Biancone, der ungeheuer gestört und von Harnischen ganz durchsetzt ist. Den hellen Mergelkalken sind Fetzen von rotem Tithon eingeknetet. Das Einfallen ist sehr wechselnd, durchschnittlich in den Aufschlüssen, die dem Sattel am nächsten liegen, etwa 70° S. Der Hauptbruch ist auf dem Magresattel offenbar zwischen Jura und Liasoolith anzunehmen, außerdem ist aber auch der bunte Jura gegenüber der Kreide emporgeschleppt. Endlich konnte ich den besprochenen Bruch noch an der Straße südlich des Hinteren Horst beobachten. An der gegen S gerichteten Ausbiegung, die die Straße hier beschreibt, stößt sehr stark gestörter Biancone im W gegen grauen Liaskalk im O. An der Straße von M. Rover nach Bertoldi kommt man östlich der Malga Belem aus dem grauen Liaskalk in die bunten Jurakalke, ohne daß die mächtigen *Lithiotis*-Bänke vorhanden wären, die den höchsten Teil der Noriglioschichten meist charakterisieren und auch im Gebiet von M. Rover sonst nicht fehlen. Höchst wahrscheinlich ist dieser Umstand auf unsere Verwerfung zurückzuführen, die hier den Jura vom Lias trennt.

Der Verlauf der eben beschriebenen Störung ist schon auf Vaceks Karte ziemlich richtig eingetragen. Nur in der stratigraphischen Deutung der von ihr abgeschnittenen Gesteine gehen unsere Auffassungen auseinander.

Außer dem eben beschriebenen, ziemlich bedeutenden Bruch sind auf dem östlichen Teil des Plateaus von Lafraun noch eine ganze Anzahl kleiner Verwerfungen vorhanden, denen ich mich jetzt zuwende.

53. Der Ort Lenzi östlich Nosellari steht auf Majolica. Nördlich des Ortes zieht in west-östlicher Richtung ein Wandel hin, dessen Fuß bunte Jurakalke bilden, die gegen das Obertithon abstoßen. Die Schichten der Wand senken sich langsam gegen O, so daß der Betrag der Verwerfung in dieser Richtung abnimmt. An der Straße von Birti nach N trifft man in der Tat nur mehr Biancone. Eine letzte Spur des Bruches ist aber dadurch angedeutet, daß die Schichten an der kleinen Straßenserpentine nördlich der Häuser flexurartig steil nach S herabgebogen sind.

54. Die Wiesen südwestlich Lenzi liegen auf Hornsteinschiefer. Mitten über sie zieht aber in ungefähr nord-südlicher Richtung ein Wandel aus gelben Jurakalken, durch das sie sozusagen in zwei Terrassen geteilt werden, deren östliche nur einige Meter höher liegt. Die Lagerung ist vollständig flach. Das Wandel entspricht augenscheinlich einem kleinen, nord-südlichen Bruch.

55. Die Bergkuppe nordöstlich Magre besteht aus Unterkreide, die von vielen Harnischen durchsetzt ist. Sie reicht noch in den Graben westlich der Kuppe hinein. Dann folgt aber eine ungefähr nord-südliche Verwerfung, jenseits derer helle, teilweise etwas oolithische Krinoidenkalke des Jura gegen den Biancone stoßen. Gegen N und S verschwindet der Bruch, dessen Sprunghöhe sich nicht näher bestimmen läßt, unter Quartär.

56. Südwestlich P. 1376 (östlich Bertoldi) ist auf dem gegen W abfallenden Hang trotz minder guter Aufschlüsse mehrfach eine Störung zu erkennen, an der rote Tithonkalke gegen bunte Jurakalke und Biancone gegen Tithon stoßen. Die Streichungsrichtung ist etwa nordöstlich, der nordwestliche Flügel ist um höchstens 10 m gesunken. Bei der genannten Kote selbst verläuft die Störung ganz im Biancone. Wahrscheinlich ist ihre Fortsetzung aber ein Bruch, der auf der NW-Seite des Hinteren Horst angenommen werden muß. Auf der Paßhöhe westlich dieses Berges und südlich davon stehen nämlich Jurakalke und Tithon an. Diese Gesteine müssen von dem Liegendschkel der Flexur nördlich davon, an der Straße nach M. Rover, durch eine Verwerfung getrennt sein, sonst könnte die ganze Westseite des Hinteren Horst nur aus Kreide bestehen. Der Betrag der Störung scheint hier etwas größer als südöstlich Bertoldi zu sein; genau läßt er sich nicht ermitteln. Im O dürfte sich die besprochene Verwerfung nicht über den vom Werk Gschwent kommenden Hauptbruch fortsetzen.

57. Etwa 300 m westlich der Kote 1264 in M. Rover quert die Straße, die von hier nach Bertoldi führt, einen auffallenden Harnisch, der mit 85° Neigung OSO fällt. Mächtige *Lithiotis*-Bänke im W stoßen gegen schwächere Schichten mit ganz kleinen *Lithiotis* und Megalodonten im O. Es handelt sich also ersichtlich um eine Verwerfung, deren Bewegungsrichtung und Betrag aber nicht feststellbar ist. Sie liegt knapp östlich des Gschwentbruches.

58. Nördlich M. Rover stoßen längs einer west-östlichen Verwerfung die Noriglioschichten mit Unterdrückung des Liasoolithes und eines Teiles des Grenzdolomites direkt gegen die Obertrias. Die von Caldonazzo heraufführende Straße quert die Störung wenig nördlich der Kote 1264. In die Verwerfungsspalte ist hier ein großer, stark verwitterter Basaltgang intrudiert. Die Störung ist auch aus der Ferne gut zu sehen, wenn man aus der Gegend westlich der Malga Zochi gegen die linke Seite des obersten Val scuro blickt.

59. Ein weiterer west-östlicher Bruch beginnt knapp südlich des Wirtshauses M. Rover und ist am Anfang der Straße von hier nach Lusern bei einer ehemaligen Munitionskaverne vorzüglich aufgeschlossen. Von N nach S fortschreitend kann man hier folgendes beobachten:

- a) Eine vollständige Juraserie von den Doggeroolithen bis zum Obertithon.
- b) Bruch, etwa W—O streichend und 80° N fallend. Darin eine 40 cm mächtige Basaltlinse, die gegen oben rasch auskeilt. Der Harnisch ist gut aufgeschlossen, im einzelnen mannigfaltig gekrümmt.
- c) Eine 3 m breite Partie eines hellen Kalkes mit massenhaft Krinoiden.
- d) Bruch, parallel dem vorigen, ebenfalls stark verkrümmt.
- e) Typische graue Wulstkalke der Noriglioschichten.

Wir haben hier eine Verwerfung von vielleicht 70 bis 100 m Sprunghöhe vor uns, an der eine kleine Doggerscholle eingeklemmt ist und die außerdem ein Basaltgang benützt hat.

Derselbe Bruch ist auch an der Straße von M. Rover nach Vezzena sehr gut zu sehen, und zwar an der Stelle, wo eine neue, gegen S ausgreifende Straßenschleife angelegt wurde, die den Bergrücken der Malga Fratelli zweimal in Einschnitten übersetzt, während die alte Straße auf seiner NO-Seite bleibt. In dem westlichen Einschnitt stößt Biancone im N gegen Noriglioschichten im S. Die Kreide ist stark gestört und gegen S emporgeschleppt, so daß sie wechselnd steil N fällt. Am Nordende des östlichen Einschnittes dürfte der Bruch Tithon von Kreide trennen, doch ist der Kontakt selbst durch die Straße verdeckt. Eine weitere Fortsetzung der Störung war nicht zu erkennen.

60. Die westliche Wand des zuletzt erwähnten Straßeneinschnittes folgt einem großen Harnisch. Er streicht NNO, fällt 85° W. Die Striemen senken sich den Schichten parallel nach NNO. Die Bewegung an dieser Fläche kann wohl nur unbedeutend gewesen sein, da sonst trotz der durch die Striemen angegebenen Richtung der Verschiebung eine erkennbare Unstimmigkeit zwischen den beiden Seiten des Straßeneinschnittes vorhanden sein müßte.

61. Aus der Gegend des Wirtshauses M. Rover nimmt noch eine zweite Bruchlinie ihren Ursprung, die aber mehr nordöstlich gerichtet ist. Die Kapelle bei dem Wirtshaus steht auf bunten Jurakalken, die von Doggeroolithen unterlagert werden. Unter den Noriglioschichten der Kote 1264 kommen am Ostrand der Wiese südlich dieses Punktes noch etwas Liasoolithe hervor. Zwischen beiden Schichtpaketen ist eine Störung anzunehmen. Viel deutlicher ist diese bei der Malga Frateselle. Hier stößt 70° SSO fallender Biancone gegen *Lithiotis*-Schichten, die einen sehr deutlichen härteren Kalkrücken nördlich des Fahrweges zur Malga Zochi bilden. Unter der Brücke östlich der Malga Frateselle (über den Rio bianco der Sektionskopie) sieht man große Aufschlüsse von stark gestörter Unterkreide. Sie scheint hier steil unter den Lias einzufallen. Ein ziemlich bedeutender Basaltgang ist in der Nähe des Bruches aufgedrungen, scheint aber größtenteils im Biancone zu stecken. Das Hegerhaus 1366 nordöstlich M. Rover steht auf unterem Oolith, der mittelsteil SW fällt und im N von Grenzdolomit unterlagert wird. Etwa 100 m östlich des Hauses schneidet unsere Verwerfung den Fahrweg. An den Liasoolith stößt eine Oberjuraserie, bestehend aus sanft S fallenden bunten Kalken, Hornsteinschiefern und roten Knollenkalken. Die Verwerfung läßt sich gut noch ein Stück weit in die Nordwände hinein verfolgen, wenn man den Saumweg zum M. Calmo begeht. Knapp östlich des Weges zieht ein Graben hinunter. Jenseits folgt eine schmale Felsrippe, die ebenso wie das Gelände am Weg selbst aus stark grusigem Dolomit besteht. Dann folgt ein zweiter Graben, der sich ein Stück weiter unten mit dem vorigen vereinigt. Die Ostseite dieses östlicheren Wildbaches wird von Noriglioschichten, gekrönt von den undeutlich gebankten Doggeroolithen, eingenommen. Weiter gegen N tritt der Bruch natürlich ganz in den Dolomit ein. Doch ist mir aufgefallen, daß dieser dort, wo der Weg östlich des Capitello di Vezena das Tal überschreitet, besonders zerüttet, teilweise breccienartig ist. Die losen Stücke, die, besonders etwas weiter unten am Weg, von rechts herunter kommen, haben größtenteils noch ganz den Charakter von Grenzdolomit, während bei der Kapelle und schon vorher richtiger Hauptdolomit anstand. Wahrscheinlich streicht die Verwerfung hier durch und in nordnordöstlicher Richtung weiter, so daß der Saumweg bald wieder in die westliche, höhere Scholle gelangt.

Die beschriebene Verwerfung hat also einen gegen SO konvexen Verlauf, so daß sich ihr Streichen aus ONO nach NNO dreht. Die Sprunghöhe beim Hegerhaus schätze ich auf etwa 200 m. (Die Mächtigkeit der Noriglioschichten dürfte hier schon nicht mehr die maximale sein.)

62. Von der eben beschriebenen Bruchlinie zweigt südlich des Hegerhauses eine viel kleinere Verwerfung ab, die eine rein nordöstliche Richtung beibehält. Sie trennt zwei gegeneinander etwas verbogene Schollen, ohne daß man sagen könnte, daß eine von ihnen durchaus höher stünde als die andere. Der Gipfel der Kote 1417 südlich des Hegerhauses besteht aus hellen Krinoidenkalken. Gleich nördlich davon steht aber Biancone an. Die Störung, die die beiden Gesteine trennt, streicht in nordöstlicher Richtung knapp nördlich des Gipfels durch. Südwestlich desselben sind in einiger Ausdehnung *Lithiotis*-Schichten entwickelt. Ich vermochte aber nicht sicher zu entscheiden, welcher der drei hier zusammenstoßenden tektonischen Einheiten sie angehören. Die nordöstliche Fortsetzung dieser untergeordneten Störung dürfte die Erklärung für die scheinbar ganz abnorm große Mächtigkeit der Doggeroolithe an der Straße östlich des Hegerhauses sein.

63. An der sogenannten Menatorstraße von Caldonazzo nach M. Rover habe ich eine Anzahl von Brüchen beobachtet. Von ihrer näheren Darstellung an dieser Stelle glaube ich besser abzusehen, vor allem weil sie außerhalb des von mir zusammenhängend kartierten Gebietes liegen. Zudem ist die Wiedergabe der Straße auf der österreichischen Karte 1:25.000 eine vollständig verfehlte. Auf der Spezialkarte 1:75.000 ist sie zwar wesentlich besser, hier genügt aber der Maßstab nicht für die Zwecke einer geologischen Aufnahme. Aus diesem Grunde vermochte ich den Zusammenhang meiner einzelnen Beobachtungen nicht recht aufzuklären. Ich beschränke mich deshalb darauf, nur einen auffallenden Bruch hervorzuheben: Ungefähr in der Mitte zwischen der zweiten und dritten Kehre der Straße (von Caldonazzo aus) stößt ein hellgrauer Dolomit, der Schlerndolomit oder vielleicht eher schon Hauptdolomit sein könnte, im O gegen schwarzen, plattigen Kalk

des Muschelkalkes. An der Grenze ist dieser Kalk stark kleingefaltet. Die Schieferzwischenlagen sind braun-gelb verfärbt. Östlich anschließend ist das Einfallen 60 bis 80° S. Eng gepreßte, ungefähr isoklinale Kleinfalten sind sehr gut aufgeschlossen. Dann wird die Schichtneigung mehr wechselnd, von 40 bis 90°. Es ist nicht unmöglich, daß wir es mit einer Fortsetzung des Bruches westlich Gschwent (Nr. 52) zu tun haben.

E. Die Plaut-Lavaronebrüche.

Wir beginnen die Beschreibung im S.

64. Vom Borcolapaß oder von der Malga Bisorte aus sieht man sehr deutlich, daß der Südabfall des das Werk Serrada tragenden Dosso del Sommo durch viele kleine Querbrüche in einzelne Schollen zerlegt ist. Bald ist der Ost- bald der Westflügel gesenkt, aber meist nur unbedeutend. Ich hebe nur einen etwa nord-südlichen Bruch hervor, der gute 100 m östlich der Kote 1671 über den genannten Rücken zieht. Die östliche Scholle ist um etwa 50 m gesenkt. Die den weicherer Biancone bezeichnenden Wiesen rücken plötzlich um diesen Betrag am Hang herunter. Der wandbildende Oberjura unter ihnen ist sehr schön gegen W emporgeschleppt. Auch in den Wänden des unteren Oolithes spricht sich die Verwerfung sehr deutlich aus.

65. Daß auf dem Dosso del Sommo auch anders gerichtete Brüche vorkommen, davon überzeugt man sich leicht bei Begehung der Werkstraße. Sie bildet südlich der Kote 1595 mehrere Serpentinien, über die quer eine kleine, WNW streichende Verwerfung hinzieht, so daß man sie auf der Straße mehrmals kreuzt und gut beobachten kann. Die Sprunghöhe beträgt nur einige Meter, um die der südliche Flügel abgesunken ist. Ammonitico rosso der nördlichen Scholle stößt gegen untersten Biancone der südlichen, Hornsteinschiefer der nördlichen gegen Tithon der südlichen.

66 und 67. In der Valle di Penchla (Tal zwischen Dosso del Sommo und Sommo alto) ist eine kleine, vielleicht 100 m breite Scholle an zwei ost-westlich streichenden Brüchen grabenartig etwas eingesunken. An der Straße im Tal stößt der rote Malmkalk, vermutlich Oxford, im S gegen helle, etwas oolithische Krinoidenkalk, im N gegen *Lithiotis*-Bänke. Die Sprunghöhe der nördlichen Verwerfung ist also etwas größer, vielleicht 10 bis 20 m, während die der südlichen wahrscheinlich unter 10 m bleibt.

68. Eine weitere ost-westliche Störung trifft man an derselben, gegen Folgaria führenden Straße gerade östlich der Malga Parisa. Sie trennt Biancone im S von roten Knollenkalken im N. Die Sprunghöhe ist also etwa 10 m, vielleicht auch etwas mehr.

Klebensberg läßt in dieser Gegend seinen Penchlabruch beginnen. Ich werde etwas weiter unten auseinanderzusetzen haben, warum ich diesen Begriff für unrichtig, durch Zusammenfassung mehrerer an sich gut beobachteter, aber nicht zusammengehöriger Störungen gebildet, ansehe.

69 und 70. Auf der Westseite des Plaut und am NW-Ende des M. Maronia beginnen zwei parallele Brüche, deren Sprunghöhe zwar nicht bedeutend ist, die sich streckenweise aber durch ganz besonders gute, übersichtliche Aufgeschlossenheit auszeichnen. (Vgl. Tafel 4, f. 4.) Es vereinigt sich hier die vom Sommo alto kommende Straße mit der das Pencilatal durchziehenden⁷⁾. Ganz wenig westlich des Südendes der Sommostraße verläuft nun ein Bruch, durch den die von der Südseite des Plaut herüberziehenden Jurawandeln nördlich der Straße abgeschnitten werden, um auf deren SW-Seite in wesentlich tieferem Niveau wieder zu erscheinen. Die Sprunghöhe wird etwa 30 m betragen. Da der ganze Plaut nur von Almwiesen bedeckt ist, sind diese Verhältnisse vom Nordfuß der Maronia aus vorzüglich zu überblicken, zumal sie sich in dem morphologischen Gegensatz zwischen den Wandeln des Oberjura und den vollständig glatten Wiesen des Biancone auf das schärfste ausprägen. Die südliche Fortsetzung dieses Bruches trifft man an der Stelle, an der die vom M. Maggio

⁷⁾ Auf einem Teil der Ausgaben der österreichischen Spezialkarte ist diese Straßengabel viel zu weit östlich gezeichnet. Sie liegt südwestlich, nicht südlich P. 1702.

kommende Straße von der Westseite der Maronia sich auf deren NO-Seite hinüber wendet und dabei nach O umbiegt. Es stößt hier roter Ammonitenkalk im W gegen die hellen obersten *Lithiotis*-Bänke der Noriglioschichten im O. Die Sprunghöhe ist also auch hier ungefähr 30 m. Gerade am Süden der Sommostraße schien mir vielleicht ein kleiner, gleichsinniger Parallelbruch zu dem beschriebenen Hauptbruch vorhanden zu sein, der ihn im O begleitet. Doch ist diese Nebestörung höchstens ganz lokal entwickelt, da sie sich im Verlauf der Wandeln auf der Wiese oberhalb der Straße nicht ausspricht. Ganz sicher war sie überhaupt nicht zu erkennen. Dagegen wird unsere Verwerfung im W von einer ungefähr gleichwertigen begleitet, die in der Tiefe des auf der Sektionskopie mit 1587 kotierten Sattels zwischen Maronia und Dosso del Sommo etwas westlich des Straßenknies gut zu beobachten ist. Der Westflügel ist an ihr um etwa die Mächtigkeit des Oberjura, also wieder um 30 m oder etwas mehr gesenkt.

Gegen N verlieren sich die beiden Brüche im Biancone, gegen S — auf der Westseite des M. Maronia — im Triasdolomit. Eine unsichere Fortsetzung konnte ich aber noch an der Straße zum Borcolapaß auffinden. Auf der rechten Seite des nächsten Grabens südlich der Valle dei Punti vollzieht sich nämlich ein ziemlich auffälliger Wechsel im Aussehen des Obertriasdolomites. Er ist westlich dieser Stelle weiß und zuckerkörnig, östlich von ihr aber mehr grau und dichter. Dem Kartenbild nach könnte es sich um die Fortsetzung des östlichen unserer beiden Brüche handeln, der hier Grenzdolomit gegen Hauptdolomit absetzen würde. Einige hundert Meter weiter westlich (bei der ehemaligen Drahtseilbahnstation Lenotal) trifft man einen ähnlichen plötzlichen Wechsel zwischen Hauptdolomit im O und Grenzdolomit im W, wenn man nicht der Straße, sondern dem Fußweg auf der linken Talseite folgt, der gut 100 m tiefer als die Straße liegt. Es ist hier auch festzustellen, daß im Liegenden des Grenzdolomites am Bach selbst wieder grauer Hauptdolomit vorhanden ist. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß hier die westlichere unserer beiden Bruchlinien durchstreicht. Die Stelle ist durch einen inselartig mitten in der Schlucht aufragenden Felsen kenntlich. Weiter nach S vermochte ich die am Plaut beginnenden Brüche nicht zu verfolgen.

71. Der Plaut besteht aus zwei Hügeln, die von der Besatzung als Westplaut (P. 1702) und Ostplaut (P. 1685 der Sektionskopie) bezeichnet wurden. Untersucht man die Mulde auf der Südseite des Berges zwischen den beiden Gipfeln, so fällt auf, daß zwischen den grauen Liaskalken und dem Biancone nur ein ganz kleiner Streifen lichtroter, knolliger Kalke vorhanden ist, die normale Entwicklung der Oberjuragesteine aber fehlt. Bei näherem Zusehen erkennt man deutlich, daß die Wandeln von Oberjura, die auf den gegen S vorspringenden Rücken des Plaut überall auftreten, in die Mulden nicht hineinziehen, wie dies bei der flachen Lagerung zu erwarten wäre. Es muß hier also eine west-östliche Verwerfung den Südfuß des Plaut begleiten, an der der höhere Teil des Berges gegenüber dem Gebiet an der Straße mindestens um die Mächtigkeit des Oberjura (ca. 30 m) eingesunken ist. Diese Beobachtung wird bestätigt, wenn man von der Bocca di Val Orsara durch die Talfurche westlich der Malga Piovernetto heruntergeht. Denn auch hier gelangt man aus dem Biancone unvermittelt in die Noriglioschichten. Der Plaut-Südbruch, wie man ihn nennen könnte, dürfte vom östlichen der Plaut-Westbrüche bis zu dem unten zu beschreibenden Val Orsara-Bruch reichen.

72. Eine eigentümliche kleine Störung fand ich auf der Costa d'Agra, südwestlich P. 1822, im oberen Teil der hinteren Umrahmung des Kares östlich der Malga Piovernetto. Normalerweise ist in dieser Gegend der Oberjura gut entwickelt. Es fehlen zwar die Hornsteinschiefer, er gliedert sich aber in bunte Krinoidenkalke und Oolithe, rote, gebankte Oxfordkalke, rote Knollenkalke des Kimmeridge bis Untertithon und weiße Obertithonkalke. An der erwähnten Stelle stößt dagegen über eine kleine Strecke an die *Lithiotis*-Bänke hangaufwärts unmittelbar ein weißer, ammonitenführender Kalk, der sofort von Biancone überlagert wird und sicherlich Majolica ist. Zu beiden Seiten grenzen an den weißen Kalk Wandeln von roten Knollenkalken. Auf der Südseite konnte ich den Kontakt näher untersuchen. Er steht senkrecht und streicht in westlicher Richtung quer aus dem Hang heraus. Es müssen hier mehrere kleine Störungen vorliegen. Am einfachsten ist

die Annahme, daß zwei Brüche, von denen einer etwa östlich, der andere nordöstlich streicht, eine keilförmige Scholle begrenzen, die ihre Spitze gegen SW richtet und so tief eingesunken ist, daß das Obertithon gegen die obersten Norigioschichten abstößt, d. h. um etwa 25 m.

73 und 74. Nun gelangen wir wieder zur Besprechung eines sehr wichtigen Querbruches, den ich als den Val Orsarabruch bezeichne. Er wird zuerst auf der Bocca di Val Orsara, dem Sattel zwischen Plaut und Costa d'Agra, sichtbar. Gleich südlich des Passes stößt er in ungefähr rechtem Winkel mit dem Plaut-Südbruch zusammen. Ob er sich über diesen hinaus noch nach S fortsetzt, konnte ich nicht feststellen. Auf jeden Fall stünde hier zu beiden Seiten seiner Verlängerung grauer Liaskalk an. Die Aufschlüsse auf der Bocca sind wieder von den allerbesten. (Vgl. Tafel 4, f. 7). Auf der Ostseite des Sattels springt von der Costa d'Agra ein etwas niedrigerer Rücken gegen W vor. Er besteht noch ganz aus Biancone, an den in der deutlichsten Weise die horizontalen *Lithiotis*-Bänke der Hauptmasse des Berges stoßen. Sowohl von N als von S ist dieses Verhältnis ausgezeichnet zu überblicken. Zur Zeit meiner Begehungen war die Deutlichkeit allerdings noch dadurch erhöht, daß die zahlreichen beim Stellungsbau entstandenen, rein weißen Aufwürfe den Biancone von weitem sichtbar machten. Die Sprunghöhe ist infolge der Komplikation durch den Plaut-Südbruch nicht genau zu bestimmen, dürfte aber von 250 m nicht viel verschieden sein. Wo die sogenannte Val Orsarastraße, die von S. Sebastiano zur Malga primo posto führt, unsere Bruchlinie schneidet, ist diese nicht direkt aufgeschlossen. Man erkennt aber doch, daß auch hier an dem Biancone gegen O *Lithiotis*-Schichten abstoßen. Diese bilden jedoch nur eine schmale, horstartig gebaute Wandpartie, in der das Einfallen 10° S ist. Östlich von ihr tritt an einer sekundären Störung wieder eine leichte tektonische Senkung ein, so daß die Hornsteinschiefer an die Straße herunterkommen. In der Tiefe der Val fredda sind in deren Liegenden die bunten Jurakalke und die Norigioschichten aufgeschlossen. Das Einfallen ist nun 10° N. Es ist also hier an der Verwerfung eine Scholle abweichend gelagerten Liaskalkes zwischen Kreide und Oberjura eingeschoben. Nordwestlich der Malga Cherle ist der Verlauf des Bruches durch eine nord-südlich streichende Wand deutlich bezeichnet. Sie besteht aus bunten Jurakalk, Hornsteinschiefer und ziemlich mächtigen roten Knollenkalken. Die Lagerung ist im ganzen flach. Westlich am Fuß der Wand sieht man nur Moräne. Aus der Untersuchung der Umgebung ergibt sich aber sicher, daß hier im Untergrund Biancone ansteht. Sehr schön sind die Aufschlüsse wieder dort, wo die Val Orsaraverwerfung südlich Carbonare das Asticotale übersetzt. Die Störung ist hier lokal stark gegen O abgelenkt. Die Bänke der grauen Liaskalke sind heftig verbogen, schließlich sind sie am Bruch sehr deutlich und kräftig heruntergeschleppt und es stößt an sie der ebenfalls stark verbogene und im entgegengesetzten Sinn geschleppte Biancone. (Vgl. Tafel 4, fig. 8). Zwischen dem Lias und der Kreide steckt eine einige Meter breite Mylonitmasse, die aus ganz zertrümmertem Biancone mit Hornsteinschiefern und sehr vielen Kalkspatadern besteht. Die Schichtung ist darin vollständig zerstört. Der beschriebene Aufschluß liegt auf der rechten Seite des Astico, unmittelbar am Bach bei der zweiten Brücke unterhalb Cueli. Auf der linken Talseite sind die Beobachtungsmöglichkeiten nicht so günstig. Man sieht aber doch, daß die Jurawandeln gegen W plötzlich aufhören. Die Sprunghöhe der Verwerfung dürfte hier vielleicht noch 100 bis 150 m erreichen. Gegen N nimmt sie weiter ab und südlich Carbonare bestehen beide Bruchlippen aus Biancone. Die weitere Fortsetzung wird durch das mächtige Quartär des Talkessels nördlich Carbonare verhüllt. Es ist aber wahrscheinlich, daß sie wenigstens teilweise die ungemein auffallende Verschiedenheit der West- und Ostseite dieser Terrainmulde bedingt. Wir haben davon schon gelegentlich der Flexur gesprochen (vgl. S. 17). Der Bisnacknott gehört dem Mittelschenkel der Lavaroneflexur an. Dagegen herrscht bei Carbonare selbst gerade entgegengesetztes, nördliches Einfallen, an das sich im NO eine breite, flach gelagerte Region anschließt. Erst auf dem Südhang des Cimone treffen wir die Fortsetzung der großen Flexur, die also gegenüber dem Bisnacknott um ca. 2 km nach N verschoben ist.

Der Val Orsarabruch ist auf Vaceks Karte im ganzen richtig, wenn auch im einzelnen stark schematisiert, nämlich viel zu geradlinig und im größten Teil seines Verlaufes etwas zu weit westlich dargestellt.

Ich wende mich nun der Besprechung einer Reihe kleiner Brüche zu, die zwischen der Val Orsarialinie und den schon beschriebenen Seluggio-Lavaronebrüchen recht unregelmäßig verstreut sind.

75. Der östlichste, durch eine Talfurche etwas abgegliederte Teil des Durer (von der Besatzung als das „Durerköpfel“ bezeichnet) besteht aus Noriglioschichten. Diese werden im W wahrscheinlich durch einen nord-südlichen Bruch abgeschnitten. Ich schließe das aus ihrer relativ hohen Lage im Vergleich zum Jura der Hauptmasse des Durer und aus dem Umstand, daß in den Laufgräben, die über den Ostkamm dieses Berges herunter führten, meines Erinnerns nirgends rote Ammonitenkalke aufgeschlossen waren.

76. Geht man auf der Straße von der Malga primo posto zum Raut hinauf, so trifft man nach der Serpentine folgende Schichten:

- a) Weiße, dichte Kalke mit Hornsteinen (Majolica).
- b) Im S darunter hervorkommend rote Knollenkalke.
- c) Rote und gelbe Jurakalke.
- d) Südlich darüber Hornsteinschiefer.
- e) Rote, dann weiße Tithonkalke.

Das Fehlen der Hornsteinschiefer zwischen b) und c) sowie auch die Lage der Aufschlüsse im Gelände deutet darauf hin, daß hier eine kleine, ungefähr west-östliche Verwerfung durchzieht.

77. Zwischen der Malga Clam und der Val Orsarialinie beobachtet man südlich eines Karrenweges ein Wandel von rotem Tithonknollenkalk. Seine Schichten liegen flach. Wenige Schritte davon, nördlich des Weges, steht Majolica an, die mit 45° Neigung gegen N 10° W fällt. Es muß hier eine mit einem scharfen Knick verbundene Dislokation, vielleicht sogar eine offene, nur mit Gehängeschutt erfüllte Spalte vorhanden sein.

78. Wo die Straße am Ostende von Carbonare gegen NNO umbiegt, zieht eine etwa west-östliche Verwerfung durch, deren Südflügel um ca. 10 m gesunken ist. Man kann dies sehr gut von Valzolgheri bei Nosellari aus erkennen, wenn man auf das Verhalten der einzelnen mächtigen *Lithiotis*-Bänke in den Noriglioschichten achtet. Vielleicht ist das sehr komplizierte Ineinandergreifen der Liasoolithe und Noriglioschichten an der Straße von Nosellari nach Buse wenigstens teilweise auf dieselbe Verwerfung zurückzuführen.

79. An der Straße von Buse Astico abwärts kommt man aus den grauen Liaskalken, auf denen jener Ort steht, sogleich in Grenzdolomit. Die Aufschlüsse sind zwar nicht ganz zusammenhängend, ich glaube aber doch, daß der Liasoolith fehlt, weshalb ich eine Verwerfung angenommen habe.

80. Bedeutender als die zuletzt besprochenen Brüche ist jener, der in nord-südlicher Richtung gerade über den Horst bei Chiesa läuft. Steigt man auf dem Fahrweg zu diesem Berg hinauf, so durchwandert man zuerst nur graue Kalke mit *Lithiotis*-Bänken. Die am meisten gegen W vorspringende Kehre der Straße liegt aber in stark gestörtem Biancone, der ohne Zwischenlagerung von Oberjura gegen die Noriglioschichten abstößt. Die Richtung der Störung ist nord-südlich, der Betrag läßt sich schwer bestimmen; ich schätze ihn auf etwa 150 bis 200 m. Da die Schichten der westlichen Scholle entschieden gegen N fallen, während die der östlichen fast horizontal liegen, nimmt die Sprunghöhe gegen S sehr rasch ab. Auf der Westseite von P. 1282 dürfte sie kaum größer als 20 bis 30 m sein. Eine Spur einer südlichen Fortsetzung des Bruches zeigt sich vielleicht an der Straßengabel am Westausgang von Valzolgheri. Hier zieht eine von Harnischen durchsetzte Störungszone durch. Westlich davon stehen weiße Oolithe an, gleich östlich fallen graue, wulstige, stark verbogene Kalke sehr steil SSW. Die Richtung der Bewegung am Bruch scheint hier also umgekehrt, wie auf dem Horst zu sein, bei der sehr starken Verbiegung der Gesteine kann man daraus aber kaum viel schließen. Wesentlich besser läßt sich der Horstbruch gegen N verfolgen. Knapp westlich des Sattels südlich Casara stößt Majolica im W gegen Noriglioschichten im O ab. Hier erfährt der Bruch wahrscheinlich eine Ablenkung in eine nord-westliche Richtung. Denn durch den Graben südlich der obersten Serpentina der älteren, rechtseitigen Val Centastraße von Casara nach Caldonazzo (sog. Alla Stangastraße) verläuft wieder eine sehr deutliche Bruch-

linie. Die linke Grabenseite besteht aus grauen Liaskalken, auf der rechten Seite an der Straße steht aber noch Grendolomit, resp. im oberen Teil Liasoolith an. Weiter abwärts am Hang verschwindet der Bruch im Dolomit, in dem ich ihn nicht weiter verfolgen konnte.

81. Den nächsten Bruch, der hier zu erwähnen ist, konnte ich nur aus der Ferne beobachten. Eine neuerliche Untersuchung wäre zur endgültigen Feststellung seiner Eigenschaften notwendig. Blickt man von der Friccastraße (von Carbonare nach Centa) oberhalb Satleri gegen den Rücken von Elble, den oberen Abschluß der Steilhänge des rechten Centaufers nördlich von Carbonare, so fällt auf, daß die Grenze zwischen grauem Liaskalk und Grendolomit die Schichten schräg abschneidet, so daß die Mächtigkeit der unteren Noriglioschichten unter den deutlich erkennbaren dickeren *Lithiotis*-Bänken sich sehr stark ändert. Aus dem Verlauf der Grenze im einzelnen, besonders der Art, wie sie auf die Unebenheiten des Geländes reagiert, wird es wahrscheinlich, daß wir einen Bruch vor uns haben, der etwas schräg über den NW-Hang des Berges verläuft. Der Liasoolith scheint an ihm über eine größere Strecke unterdrückt zu sein.

82 und 83. Hauptsächlich mit Rücksicht auf andere Fragen als die hier behandelten habe ich das außerhalb des kartierten Gebietes gelegene Profil von Bagiano im Centatal gegen den Cimone untersucht. Dabei fiel mir auf, daß hier zwischen den obersten Phyllitaufschlüssen und den untersten Dolomitaufschlüssen für die Werfener Schichten und den Muschelkalk nur sehr wenig Raum bleibt. Die von Gehängeschutt bedeckte Strecke entspricht einer Mächtigkeit von etwa 30 bis 40 m. Ich halte es nicht für wahrscheinlich, daß diese geringe Mächtigkeit eine stratigraphische Erscheinung ist, vermute vielmehr, daß unter dem Schutt ein Bruch versteckt ist. Daß Brüche in der besprochenen Gegend eine Rolle spielen, ergibt sich schon bei Begehung der Straße auf der rechten Seite der Centa. Nördlich der Kote 708 trifft man von N nach S folgendes Profil:

- a) Phyllit.
- b) Dolomitschutt.
- c) Ein nur wenige Schritte langer Aufschluß in grauem, dünn gebanktem, bituminösem Muschelkalk. Einfallen 30° S.
- d) Senkrechte Störung unmittelbar vor der genannten Kote. Scheint ungefähr W—O zu verlaufen.
- e) Am Muschelkalk abstoßend weißer oder hellgrauer, sehr grusiger Dolomit, ohne Diploporen, wahrscheinlich schon Hauptdolomit.

Vermutlich entsprechen auch die auf der Sektionskopie Famasol genannten Wände auf der Nordseite des Cimone östlich P. 708 einem Bruch, vielleicht der Fortsetzung des eben beschriebenen.

Auch G. v. Arthaber vermutet, daß im äußeren Teil des Centatales manche Glieder der Mitteltrias durch Brüche unterdrückt sind.⁸⁾

84. Schon auf Vaceks Karte springt die Asymmetrie im Bau des Centatales in die Augen. Während der Ort Centa auf Phyllit steht, ist der ganze Hang ihm gegenüber noch ausschließlich aus obertriadischem Dolomit zusammengesetzt. Das Wesen dieser Asymmetrie aufzuklären, lag nicht im Plan meiner Arbeit, wie ich ihn aus Gründen der praktischen Möglichkeit abgrenzen mußte. Immerhin möchte ich eine Beobachtung mitteilen, die zur Beantwortung der Frage beitragen kann. Gerade östlich Centa trifft man unmittelbar am rechten Ufer des Wildbaches gleichen Namens einen auffallenden Aufschluß in einem dunkeln, weichen Gestein. Bei näherer Untersuchung findet man eine tonähnliche, ganz zerquetschte, weiche, schmierige Masse, die stark an Haselgebirge erinnert, aber dunkler gefärbt ist als dieses. Sie umschließt einzelne Brocken von Dolomit und von Gips. Wahrscheinlich dürfte also stark mylonitisierter unterer Muschelkalk vorliegen. Die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins war wohl etwa die, wie man sie südöstlich des Mulin del Dazio unweit der Straße studieren kann: schwarze Schiefer, verschiedene Dolomite und Gipslinsen. Der Mylonit stößt an den

⁸⁾ Trient, S. 246.

Dolomit, der die ganze Westseite des Cimone bildet, mit einem gut aufgeschlossenen Harnisch, der 65° OSO fällt. Wir müssen wohl annehmen, daß zwischen Phyllit und Dolomit hier eine NNO streichende Querstörung liegt, an der einzelne Fetzen älterer Triasglieder eingeklemmt sind. Halten wir diese Beobachtung mit dem zusammen, was weiter oben (S. 17 und 62) über das Nordende des Val Orsarabruches und die Verschiedenheit im Bau der Gegend westlich und östlich Carbonare gesagt wurde, so läßt sich schließen, daß das Centatal wahrscheinlich einer Schar von Störungen entspricht, die zusammen als eine Blattverschiebung wirken, durch die die tektonischen Elemente der rechten Talseite gegenüber denen der linken um etwa 2 km nach N verlegt sind. Auf die mechanische Seite dieser Erscheinung komme ich in einem späteren Kapitel zurück.

F. Die Cornetto-Scanucchiobrüche.

Die zunächst zu besprechenden Brüche des Südhanges des Cornetto heben sich als natürliche Gruppe durch ihre vorwiegend nordwestliche Streichungsrichtung verhältnismäßig gut ab.

85 und 86. Der Bruch, der die kleine überkippte Falte auf dem Kreuzleitkamm nordwestlich Folgaria im NO abschneidet, wurde schon bei einer früheren Gelegenheit dargestellt (vgl. S. 15 und Textfig. 1). Ebenso wurde schon auf S. 16 angegeben, daß ein ganz analoger kleiner Bruch wahrscheinlich auch im Nordschenkel der liegenden Falte des Glockenstein vorhanden ist. (Siehe Profil 2).

87. Nächst Kote 1666 trifft man beim weiteren Aufstieg über den Kreuzleitkamm eine andere Störung, deren Wesen aber nicht genau erkennbar ist. Man sieht nur lebhaft Schichtverbiegungen und daß am Wege hellrote Krinoidenkalke im O gegen Noriglioschichten im W abstoßen. Ich vermute, daß es sich um einen etwa NW—SO streichenden Bruch handelt. Vielleicht setzt er sich sogar bis in die oben erwähnte kleine Verwerfung unmittelbar nördlich des Glockenstein fort. Beweise für diesen Zusammenhang konnte ich in dem dazwischen liegenden Gebiet allerdings nicht finden. Nur in der Terrainmulde gleich südöstlich Kote 1666 schien mir der besprochene Bruch durch einen nicht ganz normalen Kontakt zwischen Oberjura und Biancone noch angedeutet.

88. Wieder etwas weiter oben, in etwa 1750 m Höhe, wird der SW-Kamm des Cornetto von einem etwas bedeutenderen Bruch gequert. Er ist gerade an der Stelle aufgeschlossen, an der der breite Weg zu den alten Beobachtungsständen aufhört, ein Umstand, der auf der Spezialkarte allerdings nicht zum Ausdruck kommt. Der NO-Flügel ist auch in diesem Fall gesunken. Hornsteinschiefer und Ammonitico rosso stoßen gegen *Lilhiotis*-Schichten, Majolica grenzt an rote und gelbe Jurakalke. Die Sprunghöhe beträgt also ungefähr 20 m. Der NO-Flügel zeigt über ein ganzes Stück des Kammes ein südsüdwestliches Einfallen mit Neigungen bis zu 60°. Es ergibt sich daraus, daß die Niveaudifferenz an dem Bruch nicht so sehr auf eine Parallelverschiebung größerer Schollen, als vielmehr auf eine lokale Herabbeugung der Schichten zurückzuführen ist. Dieser Bruch läßt sich mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit weiter nach O verfolgen, wobei er allmählich eine ost-südöstliche Richtung annimmt. In dem Graben östlich der Malga Cornetto di dentro steht nördlich der Störung flach gelagerter Biancone an, südlich derselben kann man auf dem rechten Talhang die ganze Oberjuraserie studieren. Die Talsohle und den linken Hang bilden rote und gelbe Kalke mit Krinoiden. Die Sprunghöhe wird also mehr als 30 m betragen. An der Verwerfung selbst beobachtet man eine durch die Zertrümmerung der Hornsteinschiefer entstandene, ziemlich feinkörnige Hornsteinbreccie, wie sie an Störungen, die den Jura durchsetzen, auch sonst hie und da vorkommt. Nordwestlich S. Sebastiano verschwindet der Bruch unter der Moräne.

89. Gleich südlich des Westausganges von S. Sebastiano, auf der rechten Seite des ersten Grabens, den die Straße nach Verlassen des Ortes mittels einer Brücke übersetzt, ist bei einem ehemaligen Munitionsdepot ein Bruch aufgeschlossen. Graue, wahrscheinlich mittelkretazische Mergelkalke mit Schieferzwischenlagen im O stoßen gegen die roten Scagliamergel, die weiterhin die Unterlage des Eozäns von Perempruneri bilden. Beide Gesteine sind stark gestört. Der Kontakt ist senkrecht und streicht W 10° N. Es ist nicht unmöglich,

daß wir hier das Ostende der Verwerfung Nr. 87 vor uns haben, die wir von der Kote 1666 mit Zweifel auf den Glockenstein fortgesetzt haben. Der Zusammenhang schien mir aber doch zu unsicher, um ihn in das Kartenbild aufzunehmen.

90. Einen ganz unbedeutenden Bruch, der aber zur Zeit meiner Beobachtung recht schön und lehrreich aufgeschlossen war, bemerkte ich in dem Schottersteinbruch nächst dem Sattel 1341 der Straße von Folgaria nach S. Sebastiano. Der Harnisch fällt mittelsteil nach O. Seine Striemen senken sich ziemlich flach gegen N. Weiße Mergelkalke im W stoßen gegen rötliche im O. Beide Gesteine dürften der Scaglia angehören. Es wäre möglich, daß diese Verwerfung, deren Sprunghöhe sich nicht bestimmen läßt, aber sicher nicht bedeutend ist, mit den jetzt zu besprechenden zwei Störungen in Verbindung steht.

91 und 92. Der Hang des Bisnaktott östlich P. 1708 wird von Noriglioschichten gebildet, die im S von Oberjura und Kreide überlagert sind und unter denen wenig östlich der genannten Kote auf dem Kamm helle, dichte Kalke, wohl dem Liasoolith angehörig, bergwärts hervorkommen. Steigt man weiter über den Kamm empor, so trifft man bei P. 1708 selbst wieder graue Liaskalke, wahrscheinlich infolge einer ersten kleineren Verwerfung. Ein kurzes Stück westlich der Kote besteht der Kamm dann aus Tithon, unter dem man im Nordhang gegen die Fricca sehr deutlich die Hornsteinschiefer, die Wand der bunten Jurakalke und Haupt-Lithiotis-Bänke, die sanftere Böschung des unteren Teiles der Noriglioschichten und die Steilwand der Liasoolithe ausnimmt. Eine ungefähr nord-südliche Verwerfung hat diese bedeutende tektonische Absenkung des westlichen, orographisch höheren Teiles des Kammes Cornetto—Bisnaktott bewirkt. Die Sprunghöhe der beiden parallelen Verwerfungen zusammen beträgt 200 bis 250 m. Gegen S verschwinden die Brüche bald unter der Moräne von S. Sebastiano. Es ist jedenfalls bemerkenswert, daß sie südlich dieses Ortes nicht mehr sicher nachweisbar waren. (Vgl. jedoch das beim vorigen Bruch Gesagte.)

Die Brüche Nr. 85 bis 92 bewirken in ihrer Gesamtheit, daß die Gipfelregion des Cornetto gegenüber dem SW- und O-Fuß nicht unbeträchtlich eingesunken ist. Wir werden gleich sehen, daß sich die Senkungen gegen N noch weiter fortsetzen. Ohne die beschriebenen Brüche müßte bei gleicher Lage der Erosionsoberfläche der ganze Gipfelteil des Cornetto schon aus Grenzdolomit bestehen.

93. Auch über den Gipfel des Cornetto selbst verläuft eine kleine Verwerfung. Sie streicht ungefähr WNW—OSO, doch ist in diesem Fall der Südflügel gesunken. Sie gibt sich dadurch zu erkennen, daß auf dem Ostkamm unweit Kote 2052 über eine kleine Strecke Noriglioschichten an Liasoolith abstoßen. Die grauen Kalke fallen 23° SSW, die Oolithe 30° S ganz wenig W.

94. Die Tektonik des an den Cornetto nordwestlich anschließenden Berglandes, des Scanuccio oder Scanuppio, wird von einem etwa ONO streichenden Bruch beherrscht, der am besten am Nordfuß des Spizom untersucht werden kann. Schon bei Betrachtung aus der Ferne, etwa von der Padella nördlich des Cornetto aus (vgl. Tafel 4, f. 5), erkennt man deutlich, daß in dem Sattel 1563 zwei ganz verschieden gelagerte Schichtpakete aneinanderstoßen. Bei genauerer Begehung findet man Folgendes: Die ganze Region südlich der Cima del Campiolett und östlich der Malga Emprech und Malga del Palazzo besteht aus Noriglioschichten. Südlich der zuletzt genannten Alm liegt diesen eine größere Partie von Doggeroolithen und bunten Jurakalken auf. Diese Gesteine stehen auch gerade nördlich P. 1563 an. Das Einfallen ist mittelsteil südwestlich. Dagegen besteht die ganze Südseite des Spizom bis nahe unter Kote 1680 aus Grenzdolomit. Er wird von unterem Oolith überlagert, der ungefähr 60° NNW fällt und deshalb den Nordhang des Berges bildet. Offenbar stoßen diese Liasoolithe bei P. 1563 an den bunten Jura. Der Kontakt selbst ist allerdings durch Blöcke von Liasoolith verhüllt. Die Verteilung von Kalk und Dolomit auf der Westseite des Becco di Filadonna macht es mir wahrscheinlich, daß der Spizombruch sich gegen NO fortsetzt und ein Stück nordwestlich des Trigonometers 2150 durchzieht. Bei der großen primären Unregelmäßigkeit der Grenze zwischen Verenakalk und Grenzdolomit ist die sichere Verfolgung der Störung allerdings sehr schwierig.

95. Dasselbe gilt von einem etwas zweifelhaften Bruch, der nach meiner Vermutung in nordnordwestlicher Richtung von P. 735 knapp westlich P. 800 des westlichsten Teiles des Scanucchio vorbeizieht. Der westliche Schenkel scheint mir hier etwas gesunken zu sein.

96. Nördlich P. 1248 des niedrigeren Teiles des Scanucchioplateaus sind fast überall am Plateaurand ziemlich hohe Kalkwände vorhanden. Nur an einer Stelle reicht der Dolomit in auffallender Weise bis auf die Hochfläche hinauf. Auch dieser Umstand mag mit einem — etwa nord-südlichen — Bruch zusammenhängen.

97. Etwa 1 km südöstlich P. 2018, Cima del Campiolett, sah ich auf dem Scanucchio einen auch morphologisch interessanten Kessel mit fast senkrechten Wänden, wohl eine unreife Doline. Seine Umrahmung besteht auf der Ost- und Nordseite aus Dolomit, auf der Süd- und Westseite aus Kalk. Die beiden Gesteine sind durch eine ungefähr senkrechte Störung, die quer durch den Abgrund streicht, voneinander getrennt. In der Wand nördlich P. 2018 sind die Schichten stark gestört, teilweise senkrecht aufgestellt. Verenkalk und Grenzdolomit sind hier offenbar tektonisch, nicht stratigraphisch, miteinander vermischt. Es ist zu vermuten, daß diese Störung die Fortsetzung derjenigen in dem Kessel ist.

G. Die Sarta-Besenellobrüche.

Diese Gruppe von Brüchen hat schon Klebelsberg ziemlich eingehend erörtert. Ich werde daher oft Gelegenheit haben, mich auf ihn zu berufen.

98 bis 100. Der Gipfel des M. Sarta nordwestlich des Borcolapasses besteht aus Liasoolith. Westlich und östlich des Gipfels verläuft ein Bruch, so daß der ganze Berg den Bau eines Grabens hat. Die westliche Verwerfung ist an mehreren Stellen gut zu sehen. So gelangt man auf der Straße von der Malga Sarta zur Malga Bisorte plötzlich aus dem Oolith wieder in Dolomit. Der Wechsel ist ein so unvermittelter und vollständiger, daß wohl ein Bruch angenommen werden muß. Noch auffallender ist dieser selbe Bruch, wenn man von der Malga Culva auf dem Fußweg gegen die Malga Borcola hinaufsteigt. Zuerst geht man durch ziemlich hellen, aber nur fein kristallinen Dolomit, den ich schon dem Hauptdolomit zurechnen möchte. Plötzlich kommt man dann, etwa 400 bis 500 m östlich der Malga Culva, in hellen Liasoolith. Er hält an, bis man die Moräne bei der Malga Borcola betritt. In der Tiefe der Val Culva ist durchwegs nur Dolomit vorhanden. An dem Weg, der von der Malga Culva in das Lenotal hinausführt, hat er an einer Stelle östlich des Bruches den Typus echten Grenzdolomites.

Der Oolith des M. Sarta und bei der Malga Borcola liegt im Vergleich zum Lias des M. Maggio so tief, daß man mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf der Ostseite des M. Sarta einen Bruch annehmen kann. Damit stimmt auch überein, daß — wie schon erwähnt — in der unteren Val Culva Grenzdolomit, in der Tiefe des Terragnolotales aber Hauptdolomit ansteht. Der Betrag, um den die Scholle des M. Sarta grabenartig eingesunken ist, dürfte 300 bis 400 m. erreichen. Das Streichen der Brüche ist etwa nordnordwestlich. Nach Klebelsberg⁹⁾ ist im SW, etwas nordöstlich der Malga Bisorte, noch eine dritte, mehr untergeordnete Verwerfung vorhanden. Vielleicht hängt mit diesem Bruch die auffallend schlechte Entwicklung der Liasoolithe an der Straße unmittelbar östlich der Malga Bisorte zusammen. Teilweise schien mir diese allerdings sicher auf Dolomitisierung des Oolithes zu beruhen.

Klebelsberg stellt sich vor, daß die beschriebenen Brüche und im speziellen derjenige, der auf der Westseite des M. Sarta durch den Passo luco verläuft, die direkte Fortsetzung der Schiolinie bilden. Dem steht jedoch die ausdrückliche Angabe Maddalenas in einer ausführlichen Arbeit über das Becken von Posina entgegen, daß im oberen Posinatal jede Spur der Schiolinie fehlt¹⁰⁾. Auch Fabiani¹¹⁾ bezweifelt ihre Fortsetzung über den Borcolapaß. Nach NW verbindet Klebelsberg die Brüche der Sartaregion direkt mit

⁹⁾ Schiolinie, S. 248. — ¹⁰⁾ Vicentino, S. 738. — ¹¹⁾ Pasubio, S. 60.

denen der Gegend von Serrada. Da jedoch weder er noch ich Gelegenheit fanden, den Zusammenhang, der übrigens großenteils sicher von Moräne verdeckt ist, genauer zu verfolgen, habe ich es vorgezogen, die Verbindung in die Karte nicht aufzunehmen.

101 bis 106. Auch die Brüche der Gegend zwischen Piazza und Serrada haben durch Klebelsberg, der längere Zeit in Serrada gewohnt hat, schon eine eingehende Darstellung erfahren. Ich werde mich ihr möglichst anschließen. Ich erhielt die Arbeit Klebelsbergs jedoch erst lange nach Abschluß meiner Untersuchungen im Terrain, konnte sie daher bei diesen noch nicht berücksichtigen. (Vgl. zu diesem Abschnitt Textfig. 14).

101. Die östlichste Verwerfung schneidet die Wandkante nach Klebelsberg¹²⁾ etwa 1300 m südöstlich der Kirche von Serrada. Das Einfallen der Störungsfläche fand er zu etwa 50° WSW. Die Westseite ist um 30 bis 40 m gesunken, so daß Biancone gegen oberen Ammonitico rosso stößt. Kluffflächen im Tithon zeigen horizontale Schrammen. An der Störung ist etwas Hornsteingrus vorhanden. Die Gesteine zu beiden Seiten sind zertrümmert. Ich selbst habe diesen Bruch nicht untersucht.

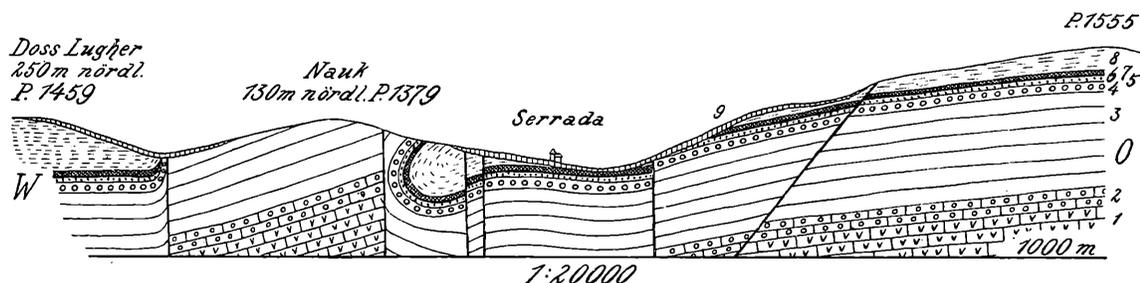


Fig. 14. O—W-Profil über Serrada, etwas kombiniert und schematisiert, teilweise nach Klebelsberg.

- | | | |
|------------------------|------------------------|--|
| 1 = Grenz dolomit. | 4 = Doggeroolith. | 7 = Rote und weiße Kimmeridge-Tithonkalke. |
| 2 = Liasoolith. | 5 = Bunte Jurakalke. | 8 = Biancone. |
| 3 = Noriglioschichten. | 6 = Hornsteinschiefer. | 9 = Moräne des Etschglätschers. |

102. Die nächste Störung trifft man nach demselben Autor ungefähr 600 m weiter westlich, am oberen Rand der Wiesen von Serrada, in der Einkerbung westlich und unter Plankote 1356. Die Richtung ist parallel zur vorigen. Die Senkung des Westflügels beträgt rund 50 m. Die Stellung der Störungsfläche ist senkrecht. Klebelsberg vermutet, daß die Brüche Nr. 101 und 102 infolge ihrer verschiedenen Neigung etwa bei Zengheri zusammentreffen. Er setzt dabei allerdings voraus, daß das Einfallen der östlicheren Störung über eine längere Strecke gleich bleibt, was mir nach Analogie meiner sonstigen Beobachtungen mindestens nicht sicher scheint. Die nördliche Fortsetzung des Bruches Nr. 102 habe auch ich untersucht und kann Klebelsbergs Angaben darüber vollständig bestätigen. Noch bevor die Straße nördlich Serrada sich bei Plotegheri gabelt, überschreitet sie die Verwerfung. Weißer oberer Oolith in O stößt gegen rote Tithonknollenkalke im W. Der Oolith, gekrönt von bunten Jurakalken, zieht als ein deutliches Wandel von hier östlich der Straße nach S, wird jedoch weiterhin von Moräne verdeckt. Klebelsberg nimmt auch hier eine Sprunghöhe von etwa 50 m an. Ich würde sie nur auf 25 bis 30 m schätzen. Überhaupt schien mir Klebelsberg die Größe der Verschiebung an den Brüchen durchschnittlich vielleicht etwas zu überschätzen. Das subjektive Ermessen läßt sich bei diesen Bestimmungen allerdings nur selten ganz ausschalten. Die weitere Fortsetzung unseres Bruches dürfte westlich der Kote 1273 (nördlich Serrada) den von Guardia heraufkommenden Weg schneiden, knapp bevor er in die untere Straße Serrada—Mezzaselva einmündet. Hier schienen mir nämlich bunte Jurakalke gegen Doggeroolithe zu stoßen. In der Verlängerung derselben Störung liegt endlich ein schwacher Bruch, der östlich Mezzomonte an der obersten gegen S spitzen Kehre der Straße nach Folgaria zu sehen ist. Östlich der Kehre stehen

¹²⁾ l. c., S. 249.

typische, rot und hellbraun gefleckte Doggeroolithe an. Der Felskopf 888 (der Sektionskopie) unmittelbar westlich der K hre besteht aus etwas jüngeren, roten, gelben und hellbraunen, massigen Krinoidenkalken. Die Sprunghöhe des Bruches ist hier sicherlich schon ganz gering. Weiterhin fand ich keine Spur mehr von ihm, was bei der Natur der anstehenden Gesteine allerdings auch nicht zu erwarten wäre.

103. Der Bruch, den Klebelsberg gerade in der Tiefenlinie des Sattels von Serrada festgestellt hat, ist mir nicht aufgefallen. Nach jenem Autor hat an ihm eine Senkung der westlichen Scholle um ca. 20 *m* stattgefunden.

104. An dem n chstwestlichen Bruch haben Klebelsberg und ich wieder ganz übereinstimmende Beobachtungen angestellt. Er schneidet die Straße dort, wo sie südlich des Sattels gegen W umbiegt. Die Richtung der Störung dürfte NNW sein, ihre Stellung ist senkrecht. Gerade im Niveau der Straße st bt Hornsteinschiefer und roter Knollenkalk des Ostflügels gegen Majolica und Biancone. Weiter unten am Hang grenzt Doggeroolith an bunten Jurakalk. Die Sprunghöhe ergab sich durch unmittelbare Schätzung im Terrain zu 30 *m*. Klebelsberg erhält wieder etwas mehr, nämlich 50 *m*. Seine Vermutung, daß die gute Quelle bei der Plankote 1083 mit dieser Verwerfung zusammenhängt, hat sich auch mir unabhängig von ihm aufgedrängt.

105. Der östliche Naukbruch. Diese Störung, über die sowohl Klebelsberg als ich eine Reihe von Beobachtungen beigebracht haben, erfordert eine eingehende Besprechung. Sie beginnt nördlich Piazza im Terragnotal, auf der SO-Seite des Nauk (P. 1380 der Spezialkarte). Vorzügliche Aufschlüsse, die gleich eine beträchtliche Komplikation enthüllen, liefert die Straße von Serrada nach Dieneri auf der Südseite des Nauk. Nach Überschreitung des Bruches Nr. 104 beobachtet man von O nach W:

- a) Biancone.
- b) Weiße, gebankte Kalke.
- c) Rote Knollenkalk.
- d) Rote Hornsteine mit Aptychen.
- e) Bunte, gelbe und rote Kalke.
- f) Rote, krinoidenreiche Kalke, z. T. echte Krinoidenkalk.
- g) Weiße Oolithe mit Krinoiden.
- h) Graue, gelb gesprenkelte, mergelige, dünnschichtige Kalke mit hochgelben Schieferzwischenlagen, wie sie öfter den hangendsten Teil der Noriglioschichten bilden.

Alle diese Schichten fallen mit einer durchschnittlichen Neigung von 30° nach O. Es kann nicht daran gezweifelt werden, daß sie eine vollständig regelm iige Schichtfolge darstellen. Nun folgt aber:

- i) Eine etwa drei Schritte breite Störungszone mit zerquetschten Gesteinen.
- k) Eine neun Schritte breite Masse von grauen Krinoidenkalken, offenbar dem bunten Jura angehörig.
- l) Im Grund des Grabens, der nach S auf Piazza zuläuft, wieder eine Störung.
- m) Graue, geschichtete Kalke mit Fossilquerschnitten, offenbar Noriglioschichten, in fast schwebender Lagerung. Darin mehrere kleinere Störungen.
- n) Wieder eine Störung.
- o) Gebankte, helle Oolithe. Da Klebelsberg 50 *m* unter der Straße schon Dolomit gefunden hat, kann es sich nur um Liasoolith handeln.
- p) Nächst der Straßenbiegung südlich P. 1380 Noriglioschichten.

Es verläuft also durch den Graben ein Bruch, an dem die Ostscholle um ziemlich genau die Mächtigkeit der Noriglioschichten, d. h. um etwas mehr als 200 *m*, abgesunken ist. An der Störung sind mehrere kleine Gesteinslinsen, die aus ihrem normalen Kontakt gänzlich gelöst sind, eingeklemmt. Der Ostflügel fällt ziemlich entschieden nach O, was wir mit Klebelsberg auf Schleppung zurückführen können. Zieht man diese Verbiegung mit in Betracht, so erhält man noch eine etwas gr o ere Gesamtverschiebung der Schichten.

Klebelsberg hat den Bruch südwärts gegen Piazza verfolgt. Er fand den ganzen Graben entlang große, horizontal geschrammte Harnische im Dolomit des westlichen Flügels, dem auf der Ostseite die grauen Liaskalke gegenüberstehen.

Ein nicht unwesentlich anderes Bild von der besprochenen Störung bekommt man bei Begehung der Straße von Serrada auf den Finocchio. Zwischen der Straßengabel am Südausgang des Ortes und der Biegung der Straße nördlich P. 1380 ergibt sich nach meinen, von denen Klebelsbergs hier etwas abweichenden Beobachtungen folgendes Profil:

- a) Auf den Wiesen von Serrada nur Moräne.
- b) Gleich beim Eintritt in den Wald anstehender Biancone, der zuerst mit 65° Neigung W 30° N, bald danach 60° rein W fällt.
- c) Eine gering mächtige, scheinbar tektonisch reduzierte Bank von roten Knollenkalcken, den Biancone deutlich überlagernd.
- d) Etwas Hornsteinschiefer.
- e) Helle Krinoidenkalke und bunte Kalke. Einfallen immer noch 60° W.
- f) Kurze Unterbrechung in den Aufschlüssen.
- g) *Lithiotis*-Schichten, nördlich P. 1380 anstehend. Die Art, wie die Noriglioschichten aus der überkippten in eine normale Lagerung übergehen, war leider infolge ungenügender Schichtung und zu geringer Aufschlüsse nicht zu erkennen.

Hier scheint auf den ersten Blick nicht ein Bruch, sondern eine gegen O überkippte Falte vorzuliegen. Aus dem Zusammenhang ist aber zu schließen, daß diese Überkipfung doch wohl nur eine sekundäre Erscheinung ist und daß an der Stelle f) des Profils und wahrscheinlich auch noch westlich der *Lithiotis*-Schichten g) Bruchflächen durchlaufen, analog denen auf der Südseite des Bergrückens.

Weiter im N scheint der Bruch ohne größere Komplikationen zu sein. Klebelsberg und ich haben übereinstimmend beobachtet, daß am Weg von Guardia nach Mezzaselva, knapp bevor man auf den nördlichen Teil der Wiesen von Serrada herauskommt, tiefere Glieder der Noriglioschichten gegen bunte Jurakalke abstoßen. Die mächtigen *Lithiotis*-Bänke und die Doggeroolithe fehlen. Klebelsberg hat den Nauk-Ostbruch noch weiter gegen NW verfolgt. Er gibt an, daß südöstlich Guardia Liasoolithe im W wandförmig graue Kalke im O überhöhen. Die Absenkung der Ostseite¹³⁾ schätzt er auf 140 bis 180 m. Wie sich der Bruch bei Guardia selbst verhält, ist vielleicht noch nicht ganz geklärt. Die Liasoolithwandeln bei der nördlichen Kirche dieses Ortes würden nach Klebelsbergs wahrscheinlich richtiger Auffassung dem SW-Flügel des Bruches entsprechen. Ich selbst fand, daß südlich des Ondertoller Noriglioschichten im NO gegen Obertriasdolomit im SW stoßen, der den Lias in Wänden überragt. Die grauen Kalke sind im oberen Teil des Weges von Guardia zum Ondertoller in ihrer ganzen Masse total zerquetscht. Man findet aber noch Reste von getürmten Gastropoden und von Brachiopoden; das Niveau ist also wohl sicher. So ergibt sich der Anschluß an einen außerordentlich bedeutenden Bruch, der den Nordfuß des Finocchio durchschneidet und den ebenfalls schon Klebelsberg erkannt hat. Nordwestlich des Ondertoller bemerkt man auf der Spezialkarte eine Straßengabel, von der ein Weg über den Roßbach und einer an der linken Roßbachseite talauswärts führt. Gleich westlich dieser Weggabel kotiert die Sektionskopie eine kleine Rückfallkuppe mit 550. Sie besteht aus unterem Oolith, ihr Nordfuß am Weg schon aus Grenzdolomit. Hinter der Kuppe liegt ein kleiner Sattel, der von Moräne erfüllt ist. Alle Wände südlich davon bestehen bis hoch hinauf nur aus Dolomit, unten Hauptdolomit, weiter oben Grenzdolomit. Erst in etwa 1000 m Meereshöhe werden sie wieder von Liasoolith überlagert. Durch den Sattel südwestlich der Plankote 550 muß also ein Bruch von etwa 500 m Sprunghöhe verlaufen. Klebelsberg

¹³⁾ Bei Klebelsberg, l. c., S. 253, steht infolge Druckfehlers „Westseite“.

schätzt die Niveaudifferenz sogar auf 700 *m*, doch scheint mir seine Angabe auch hier wieder etwas zu hoch gegriffen. Die sehr bedeutende Zunahme der Sprunghöhe gegenüber der Gegend südöstlich Guardia ist auf einen später zu besprechenden Bruch zurückzuführen, der vom Finocchio gegen den genannten Ort zieht und dessen Westflügel wesentlich höher als der Ostflügel steht (vgl. Nr. 112). Gegen N verschwindet der östliche Naukbruch zunächst im Dolomit. Nördlich des Roßbach lassen sich aber verschiedene Spuren auf ihn beziehen. In dem Sattel nordöstlich Castell Beseno ist der Dolomit ganz zu Grus zerquetscht und von glänzend polierten Harnischen durchsetzt. Er hat hier teils den Charakter von Grenzdolomit, teils den von Hauptdolomit. Der Weg, der in halber Höhe auf der Nordseite um den Felsen der Burg herum führt, verläuft durchaus in einem weißen, kristallinen, äußerst grusigen Grenzdolomit. Dagegen steht am Ostausgang von Sottocastello und in dem Graben nördlich Compet Hauptdolomit an. Der östliche Naukbruch scheint also bis an das Etschtal weiter zu streichen, wobei jedoch zuletzt der Westflügel gesunken wäre.

106. An dem Straßenknie gerade südlich des Naukgipfels hat Klebelsberg¹⁴⁾ einen kleinen Bruch beobachtet, der mir bei meinen Begehungen entgangen ist. Er streicht O 40° N. Der Südflügel ist um 20 bis 30 *m* gehoben, so daß unterer Dolomit gegen Noriglioschichten abstoßt. Die Bewegungsfläche steht senkrecht.

107. Dort, wo die Straße von Calliano nach Folgaria auf der Westseite der Val Golla einen gegen S konvexen Bogen beschreibt, ist der Übergang vom Hauptdolomit in den Grenzdolomit so plötzlich, daß ich einen Bruch vermuten möchte. Wahrscheinlich steht mit ihm auch der Basaltgang in Beziehung, den die Straße hier zweimal schneidet.

108. Der westliche Naukbruch. Der Graben, der von dem Sattel 1300 westlich des Nauk nach S herunter zieht, fällt schon von weitem durch die Assymetrie seiner beiden Seiten auf. Während auf der Westseite an und ober der von Serrada kommenden Straße *Lithiotis*-Schichten, Doggeroolith und bunte Jurakalke mächtige Wände bilden, besteht die Ostseite aus dünner gebankten und sanfter geböschten, mergeligen Kalken der tieferen Noriglioschichten. Einen genaueren Einblick gewinnt man, wenn man das Grabenstück vom Sattel 1300 bis zur Straße untersucht. Auf der Höhe des Passes ist allerdings nur Moräne vorhanden. Südlich von ihr erscheint auf der rechten Grabenseite als erstes anstehendes Gestein roter Knollenkalk, auf der linken Seite dagegen gleich grauer Liaskalk. Knollenkalk, Hornsteinschiefer und bunte Jurakalke stoßen der Reihe nach an den Noriglioschichten ab. Sie fallen im ganzen etwa 15° N. An der Störung selbst sind aber weiße Krinoidenkalke emporgeschleppt, so daß sie bis zu 60° SSW fallen. Klebelsberg schätzt die Sprunghöhe des Bruches wohl zutreffend auf 100 *m*, um welchen Betrag der Westflügel gesunken ist. Nördlich der Kote 1300 verschwindet der Bruch in den Noriglioschichten und ist nirgends mehr nachweisbar.

109. An der Straße westlich Mezzaselva bei Folgaria, etwa 150 bis 170 *m* bevor sie sich teilt, stößt an einer Verwerfung Biancone gegen *Lithiotis*-Schichten. Die Kreide liegt flach, der Lias fällt 10° NNW. Die Störung selbst ist allerdings durch eine kleine Moränenpartie verhüllt. Da sie aber von der südlich folgenden Serpentine der Straße nicht geschnitten wird, muß sie gegen O wenig S verlaufen. Klebelsberg hat diesen Bruch als einen Teil seines Pencilbruches aufgefaßt. Ich habe schon wiederholt Gelegenheit genommen, darauf hinzuweisen, daß der Pencilbruch als einheitliches tektonisches Gebilde nicht zu bestehen scheint (vgl. S. 30 und S. 60).

H. Die Col Santo-Volanobrüche.

110. Der erste hier zu besprechende Bruch verläuft in nordnordöstlicher Richtung auf der linken Seite der Val Culva. Am besten aufgeschlossen ist er an der Straße, die von der Malga Bisorte südwärts über den Buse di Bisorterücken in das Kar der Malga Buse führt. Gerade östlich P. 2088, gleich unterhalb der Serpentine, tritt die Straße aus den Noriglioschichten direkt in grauen, stark kristallinen Dolomit, ohne daß Oolithe zu

¹⁴⁾ l. c., S. 255.

sehen wären. Die Verwerfung ist von hier ein Stück weit nach S gut zu verfolgen. Etwas nördlich der Malga Buse wird sie von dem östlichen Hauptbruch des Col Santo abgeschnitten. Nördlich der Straße verliert sie sich ziemlich bald im Dolomit südwestlich der Malga Culva. Die Sprunghöhe der Verwerfung dürfte jedenfalls größer als 50 m sein.

111. Im SO des Col Santogipfels liegt — von ihm durch eine seichte Einsattelung getrennt — ein mit der Kote 2125 der Spezialkarte endigender felsiger Rücken, der von der Besetzung der Domberg genannt wurde. Sein Kamm besteht aus Oberjura und etwas Tithon. Wenige Schritte nordöstlich der genannten Kote wird der bunte Jurakalk durch eine Verwerfung abgeschnitten und es erscheinen graue Kalke mit einzelnen Hornsteinknollen. Das Streichen des Bruches ist NW—SO, das Einfallen im obersten Teil 40° SW; doch wird es gegen unten rasch steiler. Derselbe Bruch macht sich in dem Sattel südöstlich der Kote 2125 dadurch bemerkbar, daß die durch die oberste Val Zuccaria heraufziehenden Liasoolithe gegen untere Noriglioschichten abstoßen und in der Pozzmulde erst in etwas tieferem Niveau wieder erscheinen. Die Sprunghöhe an den beiden beschriebenen Stellen ist nur gering, auf dem Domberg vielleicht 40 m, auf dem Sattel wohl noch weniger. Über P. 2088 zieht der Bruch in den Noriglioschichten, wird aber nördlich der Malga Buse noch einmal kenntlich, da er hier die Liasoolithe im W von den Grenzdolomiten im O scheidet. Er läuft in südsüdöstlicher Richtung knapp östlich der genannten Alm vorüber, konnte aber in der Gegend der Kote 2059 nicht mehr beobachtet werden.

Nördlich des Domberges setzt sich die Verwerfung höchstwahrscheinlich in einem Bruch von entgegengesetzter Bewegungsrichtung fort, der zwischen der Malga Campo Biso und Malga Corona durchzieht. Etwa 250 m östlich dieser Alm stoßen an der Straße Doggeroolithe im W gegen Biancone im O. Sprunghöhe wieder etwa 40 m. Der Oolith ist durch eine Bewegung des Gehänges ganz in große Blöcke aufgelöst, worauf ich vielleicht bei einer anderen Gelegenheit zurückkommen werde. Der Bruch ist im Terrain weiter gut gegen die Ostwand der Plankote 1583 (etwa beim i von „Malga Costoni“ der Spezialkarte) zu verfolgen. Hier schließen Klebelsbergs Beobachtungen sehr gut an die meinigen an¹⁵⁾. Er fand auf der Nordseite des Costoncino einen Bruch, durch den die Wände des Liasoolithes ostseitig um etwa 150 m gesenkt sind. Zirka 1/2 km außerhalb Valduga kreuzt dieselbe Verwerfung im Dolomit das Terragnolotal. Südlich Potrich stößt nach Klebelsberg Grenzdolomit im W gegen graue Kalke im O. Nordwestlich dieser Häusergruppe habe ich die Verwerfung wieder selbst genauer untersucht. Die Wände gerade nördlich des Ortes bestehen aus hellen Kalken mit einzelnen *Lithiotis*, überlagert von Doggeroolith und höherem Jura. Nordwestlich Potrich führt durch die Wand ein Fußsteig empor, der teilweise eine Kluft benützt, die in deutlicher Weise einer Verwerfung folgt. Sobald der Steig sich gegen W aus dem Graben herausdreht, stehen an ihm weiße Oolithe an, die durch den Fund eines *Atractiten* sicher als liasisch charakterisiert sind. Weiter oben am Weg folgen graue Wulstkalke. Die Wand des Liasoolithes fällt hier so genau in die Fortsetzung derjenigen der *Lithiotis*-Schichten und des oberen Jura, daß die Verwerfung bei Betrachtung aus größerer Entfernung kaum zu erkennen ist. Die Sprunghöhe des Bruches werden wir mit Klebelsberg auf etwa 250 m schätzen. Der Genannte gibt an, daß die Störungsfläche hier ungefähr 50° NO fällt, ich möchte aber vermuten, daß es sich da nur um eine lokale Erscheinung handelt, ähnlich wie auf dem Domberg, wo das Einfallen entgegengesetzt gerichtet war. Im ganzen ist wohl auch dieser Bruch senkrecht. Die Wände im Hintergrund der Val grande bestehen aus *Lithiotis*-Schichten und Oberjura bis zum roten Knollenkalk. Im O wird diese Wand durch die Fortsetzung des Bruches von Potrich abgeschnitten, die mit nordwestlichem Streichen sehr deutlich schräg hinter die Wand hineingreift. Die Schichten, die gegen den Oberjura abstoßen, dürften schon der Mittelkreide angehören. Dann verschwindet der Bruch zunächst unter der Moränenbedeckung des westlichen Teiles des Finocchioplateaus.

¹⁵⁾ 1. S. 258.

Knapp nördlich der Malga del Finocchio trifft man einen Aufschluß in grauem Liaskalk mit Lumaschellen. Das Einfallen ist 6° SW, also weniger steil als der Hang. Trotzdem findet man am Weg gerade westlich der Malga und etwa 75 m unter ihr blaßrote Oberjurakalke, die 14° rein W fallen. Zwischen den beiden Aufschlüssen dürfte also eine Verwerfung durchziehen, die der Richtung nach die Fortsetzung des besprochenen Bruches wäre. Der Sinn der relativen Verschiebung der Bruchlippen hat sich aber neuerlich umgekehrt. Ich vermute, daß der Bruch von hier gegen La Palazzina im Etschtal läuft. Dadurch würden folgende Erscheinungen erklärt: a) Die Wände, die von der Padella gegen SW ziehen, hören südlich Castell Pietra plötzlich auf. b) Der Liasoolith steht an der Finocchiostraße einerseits in 800 bis 1100 m Höhe ost-südöstlich bis südsüdwestlich der Kapelle Sa. Cecilia an, andererseits aber am unteren Ende der Straße wenige Meter über dem Talboden der Etsch. Ein gleichmäßiger Abfall der Schichten zwischen diesen beiden Punkten ist weder aus der Ansicht der Wände von N, noch aus meinen zahlreichen Fallwinkelmessungen entlang der Straße zu entnehmen. c) Nächst der Abzweigung nach Mojeto, wo der Bruch durchstreichen müßte, ist die Lagerung eine auffallend unruhige. Die Störung selbst habe ich allerdings nicht beobachtet. Sie scheint teilweise durch einen kleinen Bergsturz verhüllt zu sein.

112. Ganz knapp südöstlich P. 1593 des Finocchioplateaus streicht mit südwest-nordöstlicher Richtung ein Bruch durch, an dem Scaglia im SO gegen Mittel- und Unterkreide im NW stößt. Die Grenze beider Gesteine war auf den Wiesen deutlich zu verfolgen, da die Aufwürfe der Stellungen im Biancone rein weiß sind, in der Scaglia aber einen mehr oder weniger rötlichen Ton haben. Der Bruch verläuft nicht geradlinig, sondern beschreibt einen Bogen. Einesteils wendet er sich gegen WSW und stößt in der Gegend der Val Grandewand an den Bruch Nr. 111, den er nicht übersetzt. Andernteils nimmt er eine nordnordöstliche Richtung an und ist dann südöstlich des Trigonometers 1603 sehr gut zu sehen. Der Oberjura zieht aus den Nordwänden des Finocchio in etwa 1550 m Höhe auf die Ostseite des Gipfels herüber, wo er kleine Wände auf den Wiesen bildet. Ungefähr nordöstlich P. 1593 wird er aber von unserer Verwerfung abgeschnitten. Östlich von ihr reicht der Biancone weit am Hang hinunter. Die Sprunghöhe läßt sich ganz ungefähr mit 150 m schätzen. So zieht der Bruch auf das Westende der Wiesen von Guardia zu. Hier trifft er den östlichen Naukbruch und endet an ihm unter recht merkwürdigen Verhältnissen, von denen sehr zu bedauern ist, daß sie infolge der ungemein schlechten Aufschlüsse nicht genauer aufgeklärt werden konnten: Die besprochene Verwerfung trennt nach meinen Beobachtungen westlich Guardia graue Liaskalke im O von Grenzdolomit im W. Gerade dort, wo der Durchstrich des Bruches zu suchen wäre, erscheint aber im Wald unweit der Wiesen eine größere Partie eines weißen, dichten Kalkes, den ich für nichts anderes, als Majolica halten kann. Das Einfallen ist 40° O. Tiefere Juraglieder konnte ich nicht auffinden. Es scheint sich um einen im Bruch eingeklemmten Splitter von Obertithon zu handeln.

Wir kehren nun auf den Col Santo zurück, um die komplizierten Brucherscheinungen westlich der Verwerfung Nr. 111 kennen zu lernen.

113. Bei der Malga Corona schneidet eine kleine, etwa $S\ 30^\circ\ W$ streichende Störung die Straßenserpentin. Bunte Jurakalke stoßen ostwärts gegen Doggeroolithe. In der Fortsetzung des Bruches sieht man auch in den Jurawänden nordnordöstlich P. 2003 eine kleine Unregelmäßigkeit. Die Sprunghöhe beträgt sicher nur wenige Meter.

114 bis 115. Die Almhütte der Malga Costoni steht auf einem eigentümlichen, in südöstlicher Richtung den Hang heraufziehenden Rücken, der sich tektonisch als ein kleiner Horst darstellt. Unterhalb der Straße besteht er aus buntem Jurakalk, der sehr sanft NW fällt. Gerade im Niveau der Straße legt sich darauf der sehr gut aufgeschlossene Hornsteinschiefer, oberhalb der Malga sieht man noch Wandeln von rotem Knollenkalk. Im SW und NO wird diese Gesteinsserie von parallelen Brüchen begrenzt, die vielleicht 50 m voneinander abstehen. Vermöge dieser NW streichenden Brüche grenzt beiderseits Biancone an den Jura. Auch das

Einfallen der Kreide ist sanft nordwestlich. Gegen SO verschwinden beide Brüche bald in einem gleichmäßigen Kreideterrain. Südlich der Malga schließt ein Graben ein kleines Tithonfenster unter dem Biancone der südlichen gesunkenen Scholle auf. Die Sprunghöhe des südlichen Bruches beträgt nach diesem Anhaltspunkt etwa 20 m; die des nördlichen scheint etwas größer zu sein, läßt sich aber nicht genau bestimmen.

116. Klebelsberg¹⁶⁾ hat in der Tiefenlinie der obersten Val grande einen Bruch beobachtet, dessen Westflügel um wenig gesunken ist. Er bringt ihn mit dem Pascolo Ste-Bruch auf der Westseite des Col Santo in Verbindung, was mir nicht besonders wahrscheinlich vorkommt. Der Streichungsrichtung nach möchte ich eher vermuten, daß eine Fortsetzung der südwestlicheren der beiden eben beschriebenen Verwerfungen bei der Malga Costoni vorliegt. Ich selbst habe bei meiner Untersuchung der obersten Val grande den Bruch nicht bemerkt.

117. Auf Klebelsbergs Textfigur 2 erscheint nordwestlich über Scottini in der Südkante des Finocchio eine kleine, etwa N 30° W streichende Verwerfung mit gesunkenem Ostflügel. Sie wird im Text nur nebenbei erwähnt¹⁷⁾.

118. Der Gipfel des Col Santo besteht aus Biancone. Fast ringsum kommt darunter der Oberjura in kleinen Wandstufen hervor. Nur gegen die Kote 2003 verläuft eine schmale Kreidezone, die die Verbindung mit den ausgedehnteren Bianconegebieten im NW herstellt. Deshalb schwenkt das Jurawandel auf der Südseite der genannten Kote, die die Sektionskopie (im Gegensatz zur Spezialkarte) als Pascolo Ste bezeichnet, gegen W. Westlich des Col Santogipfels breitet sich eine terrassenähnliche Terrainstufe aus, die Albaalpe der Karte 1 : 25.000 Gerade südlich der Kote 2003 wird der Jura des Col Santogipfels von einem Bruch abgeschnitten. Der Hang westlich dieses Bruches besteht nur aus Biancone. Das Tithon erscheint erst auf der Albaalpe, wo es eine große Fläche einnimmt. Die Sprunghöhe beträgt 120 m. Die Verhältnisse sind hier hervorragend klar, denn gute Aufschlüsse bei unmittelbarer Begehung vereinigen sich mit einem äußerst lehrreichen Gesamtanblick vom Monte Testo aus. (Vgl. Tafel 4, f. 6). Die südliche Fortsetzung des Bruches läßt sich ziemlich deutlich durch die Noriglioschichten der Pozzamalpe genau in den Sattel 1894 zwischen M. Testo und Roite verfolgen. In den steilen Westhängen des nördlichsten Teiles des Roiterückens, gerade südlich P. 1894, ist die Wand des unteren Oolithes durch die Verwerfung verdoppelt. Die beiden Steilabstürze sind durch einen sanfteren, den Noriglioschichten der gesunkenen Scholle entsprechenden Hang getrennt. Die weitere Fortsetzung des Pascolo Ste-Bruches verläuft scheinbar knapp westlich P. 1970. Leider konnte ich die Cosmagonmulde nicht aus der Nähe untersuchen, da sie zur Zeit meiner Begehungen nicht mehr in unserem Besitz war. Bei Betrachtung vom M. Testo aus schien mir, daß die Umgebung der Malga Cosmagon von großen Schuttmassen eingenommen wird, offenbar der Loka'moräne, die Fabiani hier zeichnet, die Hänge aber schon aus Grenzdolomit bestehen. Nur nordwestlich P. 1970 zeigt sich eine auffallende, geschichtete Wandpartie, höchstwahrscheinlich Liasoolith, der an unserer Verwerfung gegen den Dolomit des höheren Teiles des Cosmagonrückens abgesunken ist. Auf Fabianis Karte erscheint dieser Bruch allerdings nicht, doch beruht dies vielleicht auf der von ihm angewendeten stratigraphischen Gliederung, die den Liasoolith und den oberen, vermutlich schon liasischen Teil des Grenzdolomites nicht trennt.

Auf dem Sattel westlich P. 2003 verläuft der Pascolo Ste-Bruch ganz im Biancone. Bald erscheint jedoch auf der rechten Seite des schönen Trogtales, das von der genannten Kote gegen den Palazzo di Valle zieht, wieder der Oberjura. Er ist von mehreren kleinen Brüchen durchsetzt, die wir gleich näher kennen lernen werden. Etwa 200 bis 300 m, bevor man die Straße Palazzo di Valle—Malga Costoni erreicht, besteht die rechte Talseite aus *Lithiotis*-Bänken, die linke aus gelblichroten Oxfordkalken. Unser Bruch, der von P. 2003 eine mehr nordwestliche Richtung angenommen hat, muß also hier immer noch eine Sprunghöhe von ca. 50 m

¹⁶⁾ l. c., S. 259. — ¹⁷⁾ l. c., S. 258.

haben. An der Straße selbst ist das Anstehende stark durch Moräne verhüllt. Aus den vorhandenen Aufschlüssen war eine Wirkung des Bruches nicht mehr zu entnehmen.

In der Hochregion des Col Santo hat schon Vacek den Pascolo Ste-Bruch richtig dargestellt. Die auf seiner Karte gezeichnete Fortsetzung gegen N scheint mir jedoch durch irriige Kombination ganz verschiedener tektonischer Störungen zustande gekommen.

119 und 120. Die Jurawandeln, die auf der Ostseite des Pascolo Ste-Bruches von P. 2003 nach NW ziehen, werden von zwei sehr gut aufgeschlossenen, parallel miteinander gegen N laufenden Brüchen durchsetzt, die etwa 100 m voneinander abstehen und an denen jedesmal der Westflügel um etwa 40 m gesunken ist. Östlich der östlicheren Verwerfung erscheint am Fuß der Wand auch noch *Lithiotis*-Kalk, der aber schon durch den ersten Bruch zum Verschwinden gebracht wird. Weder im N noch im S habe ich eine Fortsetzung dieser Brüche gefunden.

121. Gerade östlich des Palazzo di Valle, wo die Straße zur Malga Costoni ungefähr von S nach N verläuft, kreuzt sie eine Verwerfung, die zwar sicher keine größere Bedeutung hat, aber durch die Art der Verschnidung mit der Straße recht komplizierte Aufschlüsse hervorbringt. Die Beobachtungen und ihre Deutung ergeben sich aus der nebenstehenden Fig. 15. An dem nord-südlichen Bruch sind die Schichten stark verbogen und gestört. Von der hypothetischen zweiten Störung, die durch die Lagerungsverhältnisse gefordert wird, aber ganz von Moräne bedeckt ist, ist auch anderwärts nirgends etwas beobachtet. Der Hauptbruch dürfte sich im N mit der gleichsinnigen westlichen Malga Costoniverwerfung vereinigen. Im S setzt er sich wahrscheinlich bis zum Pascolo Ste-Bruch fort. Er ist ganz analog den Brüchen Nr. 119 und 120. Durch das staffelförmige Absinken des östlichen Flügels dürfte der Pascolo Ste-Bruch in der Gegend des Palazzo di Valle ziemlich ausgeglichen sein. Doch zeigt sich in seiner Fortsetzung ein kompliziertes System kleiner Sprünge, mit dem wir uns sogleich zu befassen haben werden. Zunächst müssen wir nochmals in die Gegend westlich des Col Santo-Trigonometers zurückkehren.

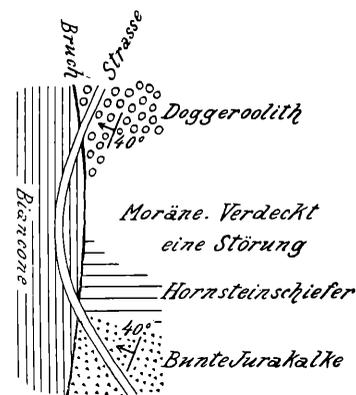


Fig. 15. Kartenskizze des Bruches an der Straße östlich des Palazzo di Valle (Col Santo).

122. Die Terrasse der Alpe Alba wird von einer kleineren Störung gequert. Sie streicht NNW. Die obersten *Lithiotis*-Bänke des Ostflügels stoßen gegen bunte Jurakalke des Westflügels. Die Sprunghöhe dürfte also etwa 20 m oder etwas mehr betragen. Gegen N verschwindet die Störung unter dem Bianconeschutt, der vom Kamm des Pascolo Ste herabfließt.

123 und 124. Knapp westlich des Palazzo di Valle liegt eine ganze Schaar kleiner Brüche, die bei teilweiser Verhüllung durch Lokalmoränen zu ihrer vollständigen Aufklärung einer längeren Spezialuntersuchung bedurft hätte. Auf meinen Exkursionen konnte ich folgende Störungen feststellen:

123. Die auffallendste Verwerfung schneidet die Straße etwa 250 m westlich des Palazzo. Ihr Streichen ist ungefähr NW—SO. Auf der Westseite des Bruches bilden die Doggeroolithe Wände oberhalb der Straße. Auf der Ostseite stehen in der Höhe der Straße Hornsteinschiefer und rote Knollenkalke an. Die Sprunghöhe dürfte also 20 bis 30 m betragen. Gegen S scheint sich der Bruch sehr rasch auszugleichen, gegen N verschwindet er unter der ausgedehnten Moräne der Malga Fratielle.

124. Unmittelbar östlich dieses Bruches dürfte ein zweiter, ihm annähernd paralleler verlaufen, denn die roten Knollenkalke des Tithon treten nicht nur an der Straße, sondern auch nördlich von ihr etwa 20 m tiefer auf.

Die Höhenbeziehungen der einzelnen Aufschlüsse in der Umgebung des Palazzo di Valle machen es wahrscheinlich, daß noch mehrere andere kleine Brüche vorhanden sind, die jedoch größtenteils von Moräne verhüllt werden.

125. Die zahlreichen kleinen Störungen der bisher besprochenen Gegend finden ihre allgemeine Fortsetzung in einem einheitlichen Bruch, der aus dem Nordhang des M. Pazul in den westlichen Teil des Finocchio zu verfolgen ist. Östlich Plache, etwa 300 *m*, bevor man zu der ersten Straßenbiegung kommt, stoßen an diesem Bruch die liegendsten Teile der Noriglioschichten im W gegen Grenzdolomit im O. Sprunghöhe etwa 120 *m*. Jenseits der Kehre muß die Straße dieselbe Verwerfung noch einmal schneiden, die Aufschlüsse sind hier aber weniger gut. Es scheint, daß Liasoolithe im O gegen graue Kalke im W stoßen. Dann verschwindet der Bruch unter der Moräne der Malga Fratielle, sodaß seine genauen Beziehungen zu den früher beschriebenen Störungen nicht aufgeklärt werden können. Im Terragnolotal fand ich keine sicheren Spuren des besprochenen Bruches. Es ist aber trotzdem wahrscheinlich, daß er sich in die auffallende Verwerfung von Pietra und Mojeto nordöstlich Noriglio fortsetzt und nur in den einförmigen Dolomitmassen des Tales nicht nachweisbar ist. Östlich von Pietra beginnt eine ziemlich auffallende Felswand, die bis östlich Mojeto zieht. Sie ist der morphologische Ausdruck der besprochenen Verwerfung. Die Wiesen an ihrem Westfuß bestehen aus Biancone. Steigt man aber von dem zuerst genannten Ort nach NO empor, so ist das erste anstehende Gestein ein weißer, sehr krinoidenreicher, teilweise deutlich oolithischer Kalk, sicherer Doggeroolith. Darüber folgen hellrote Kalke. Das Einfallen ist 15° NW. Die Sprunghöhe des Bruches läßt sich mit etwa 50 bis 60 *m* bestimmen. In dem Graben südöstlich der Kirche von Mojeto ist noch bunter Jurakalk und grauer Krinoidenkalk des gehobenen Flügels der Verwerfung aufgeschlossen. Weiterhin tritt der Bruch aber ganz in den Biancone ein. Als ein Gehängeknick ist er noch ein Stück weit zu verfolgen und gerade östlich der Kirche sind große Harnischflächen in der Unterkreide entblößt, die 45 bis 70° W fallen und sicher die Fortsetzung des Bruches von Pietra bilden. Weiter konnte er nicht verfolgt werden.

Die Verbreitung der Juraschichten östlich und ostnordöstlich Mojeto macht es ungemein wahrscheinlich, daß hier noch ein Bruch vorhanden ist, den ich aber nicht mehr aufsuchen konnte. Das Gelände ist mit Buschwald bedeckt.

126. Vom M. Spil (westlich des Col Santo) aus sieht man die Oberjurawandeln der Albaalpe ungestört bis zum M. Pazul hinziehen. Nur am SW-Abfall des Campe sind eine Strecke weit zwei Knollenkalkwandeln übereinander vorhanden, die durch einen schmalen Streifen von Bianconewiese getrennt werden. Das obere, nordöstliche Wandel spitzt beiderseits in der Wiese aus. Obwohl ich bei meiner Begehung des M. Pazul von der Störung, die dort jedenfalls ganz in der Kreide liegt, nichts bemerkt habe, scheint es mir doch sicher, daß wir es mit einem NW streichenden Bruch zu tun haben, dessen NO-Flügel um etwa 50 *m* oder etwas mehr gehoben ist. In der Mitte seiner Länge scheint unter dem oberen Knollenkalkwandel auch noch der Hornsteinschiefer aufgeschlossen zu sein.

Klebelsberg¹⁸⁾ gibt an, daß nach Herz auch der Sohle des von der Malga Cheserle herabführenden Orcotales eine Störung folgt. Ich habe mich von ihrem Vorhandensein nicht überzeugen können.

127. Sehr gut zu verfolgen war eine N ganz wenig O streichende Bruchlinie, die das Gehänge westlich Mojeto durchsetzt. Der Graben südlich P. 851 (nordöstlich Noriglio) ist in graue Liaskalke eingeschnitten, die im W von buntem Jura gekrönt werden. Östlich stoßen an sie aber weiße Obertithonkalke. Die Verwerfung beträgt hier etwa 40 bis 50 *m*. Denselben Bruch quert man auch auf dem Saumweg von Mojeto an P. 851 vorbei gegen Zaffoni. Das Tithon des gesunkenen Ostflügels fällt hier 28° W. Trotzdem gelangt man genau südlich P. 851 in weiße und bunte Jurakalke, die 30° NW bis WNW fallen. An einer Stelle ist eine gelbliche *Lithiotis*-Bank aufgeschlossen, ein Beweis, daß wir uns im liegendsten Teil der Dogger-Malmserie befinden. Die Sprunghöhe ist also hier nur wenig geringer, als früher, vielleicht 30 bis 40 *m*. Den ganzen Westhang des Dosso Lugerini nehmen bunte Jurakalke ein. Bei Betrachtung von N sieht man deutlich, daß sie ohne irgendeine Störung

¹⁸⁾ l. c., S. 259.

von Volano bis knapp westlich P. 848 hinaufziehen. Hier werden sie durch die Fortsetzung des beschriebenen Bruches abgeschnitten, dessen Sprunghöhe allerdings noch weiter abgenommen zu haben scheint, der aber doch eine deutliche Unterbrechung des gleichmäßigen Schichtabfalles hervorbringt. Die letzten Spuren desselben Bruches glaubte ich auf den alleruntersten Windungen der Straße von Volano auf den Finocchio wahrzunehmen. Eine sichere Entwirrung der Tektonik ist hier jedoch nicht möglich, weil die Gesteine — es handelt sich vorwiegend um Unterlias — wenig typisch entwickelt, fossilieer und in der unregelmäßigsten Weise dolomitisiert sind. Wenn meine Deutung richtig ist, handelt es sich auch hier um eine geringfügige Absenkung einer östlichen Scholle an einem nordsüdlichen Bruch.

128. Sehr gut sichtbar ist auch der schon von Vacek im wesentlichen richtig dargestellte M. Ghellobruch. Die Westseite des M. Ghello östlich Rovereto besteht aus gleichmäßig WNW fallenden bunten Jurakalken, die von Tithon bedeckt werden. Den Gipfel bildet die Majolica. Sie fällt hier ausnahmsweise 22° O, wohl infolge Schleppung. Östlich des Bruches steht durchwegs Biancone an, der allerdings vielfach von Moräne bedeckt ist. In der Gipfelregion wird die Verwerfung durch eine deutliche Einsenkung des Terrains bezeichnet. Weiter im N, bei Toldi, überragt der bunte Jura mit einem gegen O blickenden Schichtkopf den Biancone. Wo die Straße den Bergrücken übersetzt, stehen rote Krinoidenkalke an. Gleich östlich Toldi schließt die Straße schon Biancone auf, der 15° WNW fällt. Die Sprunghöhe des Bruches beträgt mindestens 60 m, wahrscheinlich aber mehr.

Die folgende Störung bildet ziemlich sicher seine nördliche Fortsetzung: Wo die Straße Volano—Norriglio gleich südlich jenes Ortes aus der Ostrichtung in die Südrichtung umbiegt, stößt 70° SO fallender Biancone westwärts an weißen Kalk mit vielen Krinoiden, der unmittelbar von *Lithiotis*-Schichten unterlagert wird und daher wohl dem Doggeroolith entspricht. An dem Weg, der von dieser Straßenbiegung direkt nach Volano hineinführt, findet man bis zu den Häusern des Ortes nur Biancone, der vielfach stark gestört ist. Dagegen steht beim Friedhof und bei der (westlichen) Hauptkirche des Ortes der helle Oberjurakalk an.

129 und 130. Zwischen S. Ilario und Masotti nördlich Rovereto, westnordwestlich der Kote 393, liegt im tiefsten Teil des Westhanges des Dossirückens eine Wiese, deren Untergrund aus Basalttuff besteht. Sie wird im N, O und S von Nummulitenkalk überhöht und es sieht auf den ersten Blick ganz so aus, als ob der Tuff von dem Kalk auch überlagert würde. Man findet aber, daß der Nummulitenkalk der Ostseite der Wiese mit 45° Neigung nordnordwestlich unter den Tuff einfällt. Der Tuff liegt also auch hier, wie bei S. Ilario selbst, über dem Nummulitenkalk und ist im N und S von Brüchen grabenartig begrenzt. Der nördliche Bruch bedingt das auffallende, lange Nummulitenkalkwandel, das bis auf den Kamm knapp südlich P. 400 (Doss de Gardole der Sektionskopie) hinaufzieht.

131. Südlich Toldo (südlich Noriglio) macht die Straße nach Valmorbia eine kleine Einbiegung in einen felsigen Graben. Auf der Nordseite dieses Grabens steht Zugnakalk an, gleich südlich aber weißer Dolomit. Ein Übergang oder eine Wechsellagerung ist nicht zu sehen, vielmehr handelt es sich wohl um eine Störung, die in der Sohle des Grabens ungefähr nach SW verläuft.

I. Die Zugnabrüche.

Von den Brüchen des Zugnarückens konnte ich naturgemäß nur wenige untersuchen, da r Teil dieses Bergstockes innerhalb meines Aufnahmsgebietes lag.

132. Gerade von der Kirche von Lizzanella nach O zieht ein Bruch von unbedeutender Sprunghöhe. Weiße, dichte, gebankte Kalke des tieferen Jura im N Oxfordkalke im S. Der Bruch ist sowohl am Weg von Madonna del Monte ger weiter östlich auf der Höhe gut zu sehen.

133. Wenig südlich des Trigonometers 1257 beginnt auf dem Kamm der Zugna Torta ein auffallender, ungefähr geradliniger Graben, der in nordwestlicher Richtung an der Costa Violina vorbei gegen den Südausgang von Lizzana verläuft. Er ist durch eine Bruchlinie bedingt. Auf seiner rechten Seite steht durchaus heller Liasoolith an, der vielfach ganz zerrieben und von Harnischen erfüllt ist. Noch stärker ist das Gestein der linken Talseite mechanisch beansprucht, ein grauer bis weißer, etwas kristalliner, ungeheuer grusiger, wohl schon obertriadischer Dolomit. Auf ihm liegt nicht viel über der Grabensohle der graue, plattige oder feinknollige, dichte, dolomitische Zugnakalk des Unterlias. Diese Verhältnisse sind an der Straße von Lizzana zur Costa Stenda gut zu erkennen. An einer Stelle weiter oben am Hang scheint der Dolomit der linken Grabenseite infolge einer lokalen Aufbiegung, die den Zugnakalk ein wenig nach SW zurückdrängt, etwas mehr Raum einzunehmen.

K. Biancone-Einbrüche.

Anschließend an die vorstehende Detailbeschreibung der zahlreichen Brüche der nördlichen Lessinischen Alpen habe ich noch einer Erscheinung zu gedenken, deren wahres Wesen mir bisher ziemlich rätselhaft ist. Man findet in mehreren Fällen mitten in einem Lias- oder Juraterrain eine kleine, rundlich begrenzte Partie von Biancone, die überall gegen das umgebende ältere Gestein mit einer annähernd senkrechten Verwerfung abstößt, ohne daß diese älteren Schichten selbst merklich gestört wären. Die stratigraphischen Zwischenglieder fehlen vollständig oder bis auf geringe Reste. Es ist, als ob eine kleine, rundliche Scholle ohne weitere Störung in einen unterirdischen Hohlraum eingesunken wäre. Natürlich habe ich sogleich erwogen, ob es sich nicht um Deckschollen oder Deckenfenster handeln könnte. Ich kann aber wohl behaupten, daß diese Möglichkeit durch die Beobachtung in allen Fällen ausgeschlossen wird. Ich würde lebhaft wünschen, daß ein Fachgenosse die Stellen, die ich sogleich aufzählen werde, mit mehr Muße, als mir zur Verfügung stand, untersucht und die merkwürdigen Erscheinungen aufklärt.

a) Westlich der Osteria alla Barricata, etwa beim zweiten c von „Rocc.“ der Spezialkarte, liegt der östlichste dieser Bianconeeinbrüche. Er wird von dem Fahrweg gekreuzt, der gleich westlich der ehemaligen Reichsgrenze die beiden Automobilstraßen verbindet. Die Bianconepartie mißt entlang des Weges etwa 12 m und stößt beiderseits an Oolithen der Frizzoneschichten ab. Auf der NW-Seite ist die Grenze von Schottern verhüllt. Auf der SO-Seite ist sie aufgeschlossen. Sie ist ein mit 80° Neigung nach OSO fallender Bruch: Gleich südöstlich der geschilderten Stelle stand früher am Weg der Grenzstein 6. Es ist mir allerdings sehr zweifelhaft, ob diese Ortsbestimmung jetzt noch brauchbar ist.

b) Die Straße, die von der Casara Meletta die Gallio nach N führt, durchschneidet westlich der Malga Slapeur eine etwa 20 m lange Bianconescholle, die mit senkrechten Grenzen in den Hornsteinschiefern steckt, ohne daß an den gut aufgeschlossenen Schichten der Umgebung eine entsprechende Störung zu erkennen wäre.

c) Die Umgebung der Alm Costesin südöstlich Vezzena besteht aus flach gelagerten Noriglioschichten, denen rings um Kote 1527 Oberjura und Tithon aufsitzen. Gerade südlich der genannten Almhütte, an der Straße¹⁹⁾ und von dieser nach W liegt eine Bianconescholle, die in die *Lithiotis*-Bänke der oberen Noriglioschichten eingesenkt ist, in diesem Fall aber auch von etwas Oberjura begleitet wird. Im SW schaltet sich weißer Krinoidenkalk, wohl dem Dogger angehörig, zwischen Lias und Kreide ein. Im S ist an der Straße ein ganz kleiner Splitter gelblichroten Jurakalkes, wahrscheinlich Oxford, vorhanden, der aber nicht genau an der Grenze von Biancone und grauem Liaskalk liegt, sondern durch einen etwa 2 m breiten Bianconestreifen von den *Lithiotis*-Schichten getrennt wird. Im N stößt an der Straße die Kreide direkt gegen die Noriglioschichten. Im östlichsten Teil des

¹⁹⁾ Es ist zu bemerken, daß die Straße südlich P. 1527 in Wirklichkeit viel weiter und mit einer spitzeren Kehre nach S ausgreift als auf der Spezialkarte dargestellt ist.

Einbruches scheint der Biancone den früher erwähnten Oberjura, der den Noriglioschichten normal aufliegt, gerade zu tangieren. Die Schichten des Biancone sind stark mechanisch beansprucht.

d) Die Straße, die zum Werk Lusern (P. 1548 ostnordöstlich des Ortes Lusern) führt, schneidet west-südwestlich der Malga Cost'alta eine kleine Partie weißen, dichten Kalkes mit wenigen Hornsteinen, also offenbar Biancone, der rings von *Lithotis*-Schichten umgeben ist. Auf ihrer Ostseite berührt vielleicht auch diese Bianconescholle den Doggeroolith, der den Noriglioschichten normal aufliegt.

Die Majolicopartie, die westlich Guardia ansteht und teils von Obertriasdolomit, teils von Lias begrenzt wird, hat rein äußerlich viel Ähnlichkeit mit den beschriebenen Bianconeeinbrüchen. Sie unterscheidet sich aber darin grundsätzlich von ihnen, daß sie an großen, auch in der ganzen Umgebung deutlich erkennbaren Störungslinien auftritt (vgl. S. 73). Dagegen mag vielleicht die unter Nr. 72 beschriebene Störung von den Bianconeeinbrüchen nicht gar so verschieden sein. Sie sieht nur wegen der ganz abweichenden Lage der sehr steilen Erosionsoberfläche wesentlich anders aus.

Das, was ich in diesem Abschnitt mitzuteilen hatte, ist wohl besonders unbefriedigend und unabgeschlossen. Ich wollte aber doch nicht unterlassen, die Aufmerksamkeit auf ein Phänomen zu lenken, das mir einer eingehenderen Untersuchung wert zu sein scheint. In der Literatur fand ich nur bei Boden Angaben über Erscheinungen, welche an die besprochenen einigermaßen erinnern. Nördlich des M. Rumala im südwestlichsten Teil der Lessinischen Alpen ist an drei kurzen Verwerfungen eine kleine Scholle von Biancone und Oberjura in die grauen Kalke eingesenkt²⁰⁾. Noch mehr Ähnlichkeit mit unseren Bianconeeinbrüchen — allerdings nur in der Form, nicht in der Gesteinsbeschaffenheit — hat eine rundliche Partie von Liaskalk mitten im Dolomit, die Boden ganz am Nordende seiner Karte als rings von einem Bruch begrenzt zeichnet. Im Text ist dieses Vorkommen nicht erwähnt. Es ist mir in diesem Fall aber zweifelhaft, ob es sich nicht um eine stratigraphisch eingelagerte Kalklinse im Dolomit handelt, wie sie an der Grenze zwischen Veranakalk und Grenzdolomit auf den Sieben Gemeinden so häufig sind.

L. Übersicht der Brüche der südlichen Lessinischen Alpen.

Anschließend an die ausführliche Darlegung meiner eigenen Beobachtungen über die Brüche der nördlichen Lessinischen Alpen will ich hier zur Abrundung des Bildes die mir bekannt gewordenen Literaturangaben über Brüche im südlicheren, von mir nicht untersuchten Teil dieser Gebirgsgruppe zusammenstellen. Selbstverständlich werde ich mich dabei auf die kurze Anführung der gefundenen Störungen beschränken und bezüglich der Beobachtungen, aus denen ihr Dasein erschlossen wurde, auf die Originalarbeiten verweisen. Zur Erleichterung der Übersicht soll auch hier eine fortlaufende Numerierung der Brüche erfolgen.

a) Die Schiolinie.

1. Die Bruchlinie Schio—Vicenza, oder Schio—Battaglia, oder Posina—Schio der verschiedenen Autoren, oder die Schiolinie, wie wir sie kurz nennen wollen, ist wohl zweifellos bedeutender, als alle Brüche, mit denen wir es bisher zu tun hatten. Schauroth hat sie zuerst erkannt. Er verweist darauf, daß nordöstlich der Bucht von Thiene im wesentlichen dieselben geognostischen Verhältnisse wiederkehren, die im SW herrschen, und daß die dazwischen fehlenden Tertiärgesteine nicht nur durch Erosion entfernt sein können, daß vielmehr das Gebiet der Bucht gesunken sei und der Gebirgsrand von Schio über Malo bis Vicenza einem Bruch entspreche²¹⁾. Ganz zutreffend hat er auch erkannt, daß sich bei Schio zwei sehr wichtige Störungslinien schneiden, während beispielsweise Molon²²⁾ hier ein Umbiegen der Störung am Südfuß der Sieben Gemeinden in die Schiolinie annahm und so zwei grundverschiedene tektonische Erscheinungen zu einer Einheit zusammenziehen

²⁰⁾ Boden: Veroneser Alpen, S. 201 und Karte. — ²¹⁾ Recoaro, S. 537 u. 538. Allerdings unterscheidet Schauroth nicht streng zwischen Flexuren und Brüchen und beschreibt auch die Marosticaflexur als Bruch. — ²²⁾ Berici, S. 50.

wollte. Die späteren Autoren haben sich fast durchwegs der Meinung Schanroths, daß der Rand des Hügellandes von Schio bis Vicenza, ja bis Battaglia ein Bruch sei, angeschlossen. Der Vulkanismus der Euganeen wurde von Taramelli²³⁾ und Maddalena²⁴⁾ mit der Schiolinie in Beziehung gebracht. Erst in allerjüngster Zeit hat Fabiani einen entgegengesetzten Standpunkt eingenommen.

Die Tatsache, aus der das Vorhandensein eines großen Bruches Schio—Vicenza ursprünglich erschlossen wurde, ist also diese: Von S. Vigilio am Gardasee über Verona bis Battaglia entspricht der Alpenrand dem allmählichen Untertauchen der Tertiärschichten, deren jüngere Glieder zur Zeit der Aufschüttung der großen quartären Schottermassen durch die Erosion allerdings schon größtenteils entfernt waren, unter die Ebene. Bei Battaglia biegt er scharf gegen NW um und springt nun in dieser Richtung um 60 *km* zurück²⁵⁾. Dagegen findet von Schio nach O wieder ein südliches, nur rascheres Untertauchen unter die Schotter statt. Das Vicentinisch-Veronesische Bergland, die Berischen Hügel und die Euganeen erreichen an der Schiolinie mit einem Schlag ihr Ostende. Bittner hat dann die Entdeckung gemacht, daß die angenommene Störung nicht bei Schio endet, sondern sich nach NW in das Gebirge hinein mindestens bis Posina verfolgen läßt. Er vermutete, daß sie bis in die Gegend des Borcolapasses fortzieht²⁶⁾. Klebelsberg endlich sieht in unseren Brüchen Nr. 99 und 105 die Fortsetzung der Schiolinie, die also von den Euganeen bis zur Etsch reichen würde und eine Länge von 90 *km* hätte.

Am genauesten untersucht ist das Stück der Störung zwischen Poleo bei Schio und Posina²⁷⁾. Hier hat sie zweifellos den Charakter eines Bruches. Die Schichten südwestlich desselben sind durchgehends älter als die nordöstlich an sie stoßenden. Der Quarzphyllit ist auf das Gebiet westlich der Schiolinie beschränkt. Bittner bringt auch das Vortreten der Marosticaflexur westlich des Torr. Gogna im Vergleich zur Gegend nördlich Schio mit der besprochenen Hauptbruchlinie in Zusammenhang²⁸⁾. Tornquist ist dieser Auffassung entgegengetreten und will der Schiolinie nur eine untergeordnete Wichtigkeit zur Erklärung der genannten Verschiebung beimessen²⁹⁾. Wir haben jedoch schon oben S. 39 gesehen, daß Bittners Auffassung durch die neuere Darstellung keineswegs vollständig widerlegt ist, und ich möchte es — auch angesichts der neuen Karte Fabianis — für wahrscheinlich halten, daß die von Tornquist beschriebenen Störungen, besonders die Bruchlinie von Giovo, besser als bloß sekundäre Komplikationen der im wesentlichen doch an die Schiolinie gebundenen Verschiebung der Flexur aufzufassen sind. Nach dem, was bei Besprechung der Faltungen auf S. 38 und 39 gesagt wurde, braucht hier auf die Verhältnisse im Gognatal nicht mehr eingegangen zu werden. Weiter im NW, in der Gegend von Ortigara und des Colle di Posina, schneiden verschiedene Triasglieder und der Porphyrit des Mt. Alba am Hauptdolomit der Cogologruppe ab.

Was die von Bittner und Klebelsberg angenommene weitere Fortsetzung der Schiolinie nach NW betrifft, so ist sie vorläufig nicht bewiesen. Zwar ist es nicht richtig, daß in der Gegend des Borcolapasses Brüche vollständig fehlen, wie Maddalena und Fabiani, die die genannte Annahme bekämpfen, glauben. (Vgl. die Brüche Nr. 98 bis 100.) Die vorhandene grabenartige Einsenkung hat aber doch einen ganz abweichenden Charakter. Auch ist weder ihre Verbindung mit der Schiolinie noch mit den Brüchen von Serrada bisher beobachtet. Wären die von Klebelsberg an die Schiolinie angeschlossenen Naukbrüche innerhalb der nördlichen Lessinischen Alpen eine vereinzeltete Erscheinung, so wäre die Hypothese immerhin zu rechtfertigen, daß die Natur der Störung nur lokal abgeändert ist. Da aber meine Aufnahmen ergeben haben, daß die Naukbrüche einem System von Störungen angehören, das den Raum von der Assa bis zur Etsch einnimmt, und innerhalb dieses Systems keine Sonderstellung haben, scheint es recht zweifelhaft, ob die Annahme einer Verlängerung der Schiolinie über das Gebiet von Posina hinaus eine zweckmäßige Gestaltung des Begriffes vorstellt.

²³⁾ Provincie venete, S. 192. — ²⁴⁾ Vicentino, S. 740. — ²⁵⁾ Diener: Bau und Bild, S. 518. — ²⁶⁾ Recoaro, S. 605.

²⁷⁾ Bittner: Recoaro; Tornquist: Triasgebirge; Maddalena: Vicentino; Fabiani: Pasubio. — ²⁸⁾ Recoaro, S. 632. —

²⁹⁾ Triasgebirge, S. 181.

Im Gegensatz zu Klebelsberg betrachtet Maddalena als die Fortsetzung der Schiolinie einen Bruch, den wir schon oben unter Nr. 47 besprochen haben und noch einmal zu erwähnen haben werden. Er gibt jedoch selbst an, daß die eigentliche Schiolinie sich über die Abzweigungsstelle dieses Asareabruches noch ein Stück weit, bis zum M. Pusta südwestlich Posina, verfolgen läßt. Da der neue Bruch auch in der Richtung stark von ihr verschieden ist, wird es sich wohl empfehlen, die Schiolinie in Übereinstimmung mit Fabiani³⁰⁾ hier bei Posina enden zu lassen und den Gamonda—Asareabruch als eine eigene Störungslinie zu behandeln, wenn er auch teilweise die Funktion der Schiolinie übernehmen mag. Die Ursache der Endigung des Schiobruches bei Posina resp. seiner Ablenkung gegen NNO erblickt Maddalena in der größeren Festigkeit der mächtigen Eruptivmasse von Posina³¹⁾, wogegen jedoch Fabiani³²⁾ begründete Einwendungen erhebt.

Bei Poleo ist die Sprunghöhe des Schiobruches ein Stück weit eine ganz enorme. Er trennt hier den Liegendschenkel des östlichen Abschnittes der Marosticaflexur vom Hangendschenkel ihres westlichen, gegen S vorgeschobenen Abschnittes, sodaß Mitteloligozön gegen Phyllit stößt. Wenig weiter südlich zerteilt sich die Bruchlinie aber und verliert rasch an Bedeutung. In der ungefähren Fortsetzung ihres bisherigen Verlaufes liegt ein Bruch, der bei Magrè Oligozän von Unterkreide trennt und über S. Vito hinaus zu verfolgen ist. Nach Fabiani³³⁾ berechtigt nichts zu der Annahme, daß östlich dieses Bruches ein paralleler, bedeutenderer unter den Schottern der Ebene verborgen ist. Südöstlich S. Vito nimmt die Sprunghöhe weiter ab. Etwa von Castelnovo südwärts tauchen die Schichten des vizentinischen Tertiärhügellandes ganz sanft und ohne Bruch gegen NO unter die Ebene unter. Die Bucht von Schio und Thiene hat hier, in ihrem südlichen Teil, den Charakter einer sehr breiten und flachen, symmetrisch gebauten Mulde. So die Darstellung von Fabiani, die bei seiner genauen Kenntnis des Gebietes zweifellos als die maßgebende anzusehen ist. Die Vorstellung von einer Verlängerung unserer Störung bis an das Ostende der Euganeen ist nach diesen Mitteilungen nicht mehr zu halten. Wir haben also den sonderbaren Umstand vor uns, daß der Schiobruch in dem Gebiet, wo der Begriff ursprünglich zur Erklärung gewisser Erscheinungen aufgestellt wurde, teils unbedeutend, teils gar nicht entwickelt ist, in einer nördlicheren Region aber, wo er damals überhaupt nicht bekannt war, ein beherrschendes tektonisches Element bildet. Die Bedeutung des Wortes hat damit offenbar eine vollständige Verschiebung erfahren.

b) Brüche östlich der Schiolinie.

Bittner³⁴⁾, Sueß³⁵⁾, Rothpletz³⁶⁾, Diener³⁷⁾ geben an, daß durch den östlichen Teil des Tertiärs von Marostica ein Längsbruch verläuft, der eine Verdoppelung der Schichtfolge hervorruft. Nach Fabianis bündiger Erklärung³⁸⁾ handelt es sich aber nicht um einen Bruch, sondern um eine ganz regelmäßige Falte. Überhaupt hat dieser Geologe zwischen Astico und Brenta nicht ein einziges Beispiel eines Bruches, weder eines Querbruches noch eines Längsbruches, aufgefunden. Auch die Wiederholung der Konglomeratbänke im Profil von Lavarda, die Oppenheim³⁹⁾ auf einen Bruch schließen ließ, beruht nach Fabiani⁴⁰⁾ nicht auf einem solchen, sondern ist eine stratigraphische Erscheinung. Dagegen sind zwischen dem Astico und der Schiolinie zweifellos etliche Brüche vorhanden:

2. Hier ist vor allem die schon mehrfach besprochene Störung zu erwähnen, die von einer Stelle südlich Posina über Sella und den Passo della Lazza zu dem Sattel auf der Westseite der Cima Asarea zieht. (Vgl. Bruch Nr. 47, S. 55.) Sie wurde auf der Nordwestseite des M. Gamonda schon von Bittner erkannt⁴¹⁾. Ihre Sprunghöhe bei Sella beträgt nach Maddalena⁴²⁾ mindestens 400 m.

³⁰⁾ Pasubio, S. 60. — ³¹⁾ Vicentino, S. 739. — ³²⁾ Pasubio, S. 60. — ³³⁾ Pasubio, S. 61. — ³⁴⁾ Bassano, S. 210. — ³⁵⁾ Antlitz der Erde, I, S. 330. — ³⁶⁾ Querschnitt, S. 183. — ³⁷⁾ Bau und Bild, S. 524. — ³⁸⁾ Brenta-Astico, S. 96; Regione montuosa, S. 40 u. 41. — ³⁹⁾ Priabonaschichten, S. 12. — ⁴⁰⁾ Terreni terziari, S. 70. — ⁴¹⁾ Recoaro, S. 626. — ⁴²⁾ Vicentino, S. 738.

3. Mit Ausnahme des eben erwähnten sind die Brüche im Becken von Posina durchwegs ziemlich unbedeutend. Die meisten von ihnen liegen im westlichen Teil und werden später zu besprechen sein. Doch erwähnt Maddalena auf S. 716 seiner oft zitierten Arbeit, daß die oberste Valle di Rio westlich der Priaforà von einer Verwerfung begleitet wird, durch die der Lias der linken Talseite um etwa 150 m gesenkt ist.

4. Im Tretto ist zunächst ein O wenig N streichender Sprung zu erwähnen⁴³⁾, Tornquists St. Uldericobruch, der aus dem nördlichen Teil des Eruptivstockes des Faëo heraus, durch den Ort S. Ulderico hindurch und bis in das Orcotal verläuft. Die Sprunghöhe ist nur gering, und zwar ist im W der nördliche Flügel, im O der südliche Flügel der tiefer stehende. Dies ist eine Folge der relativ starken Verbiegung der südlichen Scholle während die nördliche ziemlich flach liegt. Fabiani konnte diesen Bruch nicht sicher erkennen⁴⁴⁾, es ist aber wohl nicht anzunehmen, daß Tornquists Beschreibung keine wirkliche Störung zugrunde liegt.

5. Dieser Bruch wird von der NW—SO laufenden Pozzaniverwerfung gekreuzt, die aus der Gegend von S. Ulderico bis in die Nähe der Mündung des Acquasaliente in den Orco zu verfolgen ist. Die östliche Scholle ist gesunken⁴⁵⁾. Fabiani glaubt diesen Bruch nur auf Differenzialbewegungen zwischen den Triasschichten und dem Porphyrit zurückführen zu sollen⁴⁶⁾.

6. und 7. Endlich ist hier noch jene streckenweise in zwei Äste zerteilte Blattverschiebung zu erwähnen, die Tornquist als Fortsetzung der Störungslinie von Giovo auffaßt und die bereits oben auf S. 39 besprochen wurde.

Bittner⁴⁷⁾ vermutet, daß in der Gegend von Timonchio ein Querbruch durchzieht, der das Tretto von dem recht abweichend gebauten Südhang des Summano abgrenzt. Er beruft sich dabei besonders auf die außerordentliche Verschiedenheit in der Mächtigkeit des Hauptdolomites. (Vgl. auch S. 36.) Bittners Vermutung ist nicht unwahrscheinlich, ein direkter Nachweis des Bruches scheint aber nach Tornquists und Fabianis Karten wegen zu starker Schotterbedeckung nicht möglich.

8. Rothpletz behauptet, daß bei Schio ein Bruch die überkippten Schichten der Marosticaflexur von den flachgelagerten südlich der Kniefalte trennt⁴⁸⁾. Es ist mir jedoch weitaus wahrscheinlicher, daß wir es auch hier nur mit dem gewohnten raschen Umbiegen des Mittelschenkels in den Liegendschenkel zu tun haben. An einer Stelle allerdings, bei Castellaro, fand Fabiani in der überkippten Schichtreihe selbst einen kleinen, ONO streichenden Bruch, an dem Scaglia im N gegen Oligozän im S stößt⁴⁹⁾. Die in Fabianis Karte nördlich davon gezeichnete Störung zwischen Jura und Wengener Porphyrit ist wohl nur als Schichtausquetschung an der Flexur aufzufassen. Es ist nicht recht einzusehen, warum gerade sie im Kartenbild hervorgehoben ist, da doch offenbar auch der Kontakt zwischen Oberjura und Hauptdolomit in ihrer östlichen und westlichen Verlängerung kein normaler ist.

Taramelli⁵⁰⁾ verweist darauf, daß die gleich alten Schichten auf der rechten Seite des Astico (wohl zwischen Arsiero und Piovene) wesentlich höher liegen, als auf der linken. Er vermutet im Tal selbst einen Parallelbruch zur Schiolinie. Die Frage der erwähnten Niveauverschiedenheit wurde schon auf S. 27 gestreift und darauf verwiesen, daß sich derzeit nicht entscheiden läßt, ob der erkennbare Schichtabfall gegen N zu ihrer Erklärung ausreicht.

c) Brüche westlich der Schiolinie bis zum Alponebruch.

α) **Im Becken von Posina.** Auf den Karten Maddalenas und Fabianis sind hier folgende Verwerfungen zu erkennen:

9. Ein N—S streichender, fast ganz im Porphyrit gelegener Sprung nordnordwestlich Posina, der nur auf Maddalenas Karte erscheint und über den mir nichts Näheres bekannt ist.

⁴³⁾ Tornquist: Triasgebirge, S. 161. — ⁴⁴⁾ Pasubio, S. 58. — ⁴⁵⁾ Tornquist: Triasgebirge, S. 165. — ⁴⁶⁾ Pasubio, S. 58. — ⁴⁷⁾ Recoaro, S. 627. — ⁴⁸⁾ Querschnitt, S. 183. — ⁴⁹⁾ Pasubio, S. — ⁵⁰⁾ Provincie venete, S. 192.

10. Ein ONO streichender Bruch, der knapp südlich Lighizzoli südwestlich Posina vorbeiläuft und an dem der Nordflügel etwas gesunken ist.

11. Ein Bruch bei Teldare (= Teldere oder Telder). Die Darstellung dieser Gegend ist auf den beiden Karten sehr verschieden. Bei Maddalena beginnt der Bruch nördlich Teldare und verläuft in südöstlicher Richtung gegen den Colle di Posina, ohne diesen aber zu erreichen. Der Nordostflügel wäre gesunken. Dieser Bruch erscheint auch auf Maddalenas Profil Tafel 13. Die Sprunghöhe würde höchstens 50 bis 60 m betragen. Fabiani dagegen zeichnet einen SW—NO streichenden Bruch zwischen Telder und Fucenecco, mit Senkung des NW-Flügels. Seine Darstellung ist offenbar eine bewußte Verbesserung derjenigen Maddalenas und muß daher für uns maßgebend sein.

Nach Bittner⁵¹⁾ ist auch halbwegs zwischen Posina und Lighizzoli ein Bruch zu konstatieren, der den Glimmerschiefer im W in gleiche Höhe mit dem Porphyrit im O bringt. Die Stelle ist auf den neueren Karten gut zu erkennen, doch nehmen diese hier nicht eine tektonische Linie, sondern einen primären Intrusionskontakt an.

12. Vom Colle di Posina beschreibt Bittner⁵²⁾ eine Schar kleiner Brüche, die die Werfener Schiefer parallel zur Schiolinie durchziehen. Die Schichten der einzelnen so abgegrenzten Schieferstreifen sind desto steiler aufgerichtet, je näher sie der Hauptbruchlinie liegen. Auf den neuen Karten erscheinen diese wohl sehr untergeordneten Störungen nicht.

β) **Im Becken von Recoaro und Valli dei Signori.** Die Grundlage für unsere Kenntnis der Brüche dieses Gebietes bildet natürlich die ausgezeichnete, sehr eingehende Untersuchung Tornquists. Die von Fabiani gelieferten Ergänzungen sind ziemlich unbedeutend. Tornquist unterscheidet folgende Gruppen von Brüchen:

1. NNW—SSO-Brüche, die ältesten von allen. Meist ist die östliche Scholle die gesunkene.
2. W—O-Brüche, die gleichaltrig mit der Faltung sind. Der südliche Flügel liegt meist tiefer als der nördliche.
3. NW—SO-Brüche, die erst nach Abschluß der Faltung eintraten.
4. Dazu kommen endlich die in der Faltungszone selbst vorhandenen zahlreichen Blattverschiebungen und anderen Schichtzerreißen.

Die Verwerfungen des Vicentinischen Triasgebirges zeichnen sich durch gekrümmten Verlauf und oft sehr schnell wechselnde Sprunghöhe aus. Infolge des Zusammenwirkens der Brüche der Systeme 1 und 2 wird eine allmähliche Versenkung der Schollen der ungefalteten Region gegen SO erreicht, sodaß die Gegend am Agno vor seinem Eintritt in die Faltungszone tektonisch am tiefsten liegt. Zwar ist auch eine vorwiegende Neigung der Schichten gegen SO zu erkennen, die aber manche Ausnahmen erfährt und durch die allein der Betrag der Absenkung in dieser Richtung jedenfalls nicht zu erklären wäre.

Es wird am besten sein, zunächst der Einteilung, die Tornquist für die Verwerfungen angewendet hat, zu folgen und erst später die Frage nach deren Berechtigung aufzuwerfen.

A) Die W—O-Verwerfungen. Sie konvergieren in auffallender Weise gegen O. Zugleich nimmt ihre Sprunghöhe in dieser Richtung ab und schließlich verschwinden sie, während sie im W schon voll entwickelt in das von Tornquist kartierte Gebiet eintreten.

13. Die Recoaroverwerfung. Verlauf: Passo della Zevola—Südteil des M. Rove—Nordfuß des M. Anghebe westlich Ronchi—Asnicar im Agnotal—Ostende von Recoaro. Richtung ONO. Der Südflügel ist überall der abgesunkene. Sprunghöhe etwa 50 m.

14. Die Santa Giulianaverwerfung. Verlauf: Passo della Lora—Balpese bei Parlati im Agnotal—Nord-

⁵¹⁾ Recoaro, S. 626. — ⁵²⁾ Recoaro, S. 624.

hang des Trigonometers 753 nördlich Sa. Giuliana di sopra—Pianalto nördlich Recoaro. Richtung parallel der vorigen. Der Südflügel ist gesunken. Sprunghöhe nicht genau feststellbar, aber auch ungefähr 50 *m*.

15. In der Fortsetzung dieser Störung gegen O erscheint bei der Casa Panziera westlich Mondonovo ein O ganz wenig N streichender Bruch, an dem jedoch die nördliche Scholle gesunken ist. Es bleibt zweifelhaft, ob diese Störung mit der von Sa. Giuliana etwas zu tun hat. Sie ist nur über ein kurzes Stück zu verfolgen. Ihr westlicher Teil auf Tornquists Karte, an der Cima La Locchetta und noch westlich davon, ist nach dem Text S. 156 rein hypothetisch. Fabiani zeichnet ihr Westende gerade bei dem genannten Berggipfel.

16. Die Merendaoreverwerfung. Verlauf: Nordabfall des M. Obante—nördlich Tommasi bei Merendaore—Floriani nördlich Recoaro—Nordhang der Cima La Locchetta—nordwestlich Mondonovo. Hier vereinigt sich der Bruch mit dem vorher beschriebenen und findet damit sein Ende. Gesamtrichtung fast genau westöstlich. Sprunghöhe im westlichen Teil mindestens 350 *m*. Sie nimmt gegen O, aber auch am Westrand von Tornquists Karte, bedeutend ab. Gesunken ist der südliche Schenkel.

17. Von Tommasi gerade nach O verläuft ein kleiner, kurzer Sprung, an dem der Südflügel etwas gesunken ist.

18. Bei Floriani zweigt von der Merendaoreverwerfung ein kleiner Nebenbruch ab, der in westsüdwestlicher Richtung nach Ulbe führt und wenig westlich dieser Häusergruppe endet. Der Nordflügel ist gesunken.

19. Der Stedelebruch. Verlauf: Stedele nordwestlich Staro—Nordseite des M. Spitz (P. 855 nördlich Staro)—Cason delle Muse westlich Lazzari. Richtung ONO. Der Südflügel ist um einen geringen Betrag gesunken.

20. Der La Rastabruch. Verlauf: La Rasta südlich Recoaro—Nordfuß des M. Spitz di Recoaro—Casa Maso im Agnotal unterhalb Recoaro. Richtung fast SW—NO⁵³⁾. Der Südostflügel ist gesunken. Sprunghöhe sehr wechselnd, bei Amprobise südlich Recoaro etwa 30 *m*.

21. Einen im Text nicht erwähnten Bruch zeigt Tornquists Karte auf der Nordseite des M. Sindio und M. Naro. Er verläuft in ostnordöstlicher Richtung knapp nördlich Casarotti und endet am N—S-Bruch des M. Sindio. Im westlichen Teil ist der Nordflügel, im östlichen Teil aber der Südflügel gesunken.

22. Zu demselben System von Verwerfungen ist möglicherweise ein kleiner Bruch zu zählen, den Maddalena unweit der Schiolinie nordwestlich Ortigara einzeichnet. Er streicht ONO und läßt Spitzkalk im N gegen Werfener Schichten im S abstoßen. Bei Fabiani erscheint er nicht.

B) Die NNW—SSO-Verwerfungen. Die Brüche dieses Systems werden nach Tornquist von den westöstlichen vielfach gestört und zeichnen sich auch sonst durch einen stark geschwungenen Verlauf besonders aus. Sie sind das älteste tektonische Element des Baues und wurden durch die nachfolgenden Gebirgsbildungsphasen stark sekundär verändert.

23. Die Risteleverwerfung. Verlauf: Sattel zwischen M. Plische und M. Obante—Osteria della Lora—Passo Ristele nordnordwestlich M. Grammolon. Der Ostflügel ist um etwa 300 *m* gesunken. Richtung ziemlich geradlinig NNW.

24. Die Campogrossoverwerfung. Verlauf: Valle Campogrosso—westlich Turcati—Tal des Agno di Creme—Malga Rotocobe—Cima Campo d'Avanti. Nach S reicht der Bruch über das von Tornquist kartierte Gebiet hinaus. Im N endet er nach Fabianis Karte noch südlich des Hauptkammes des M. Obante. Südlich des Cremetales ist der Westflügel um 30 bis 40 *m* gesenkt. Im obersten Campogrossotal dagegen liegt der Ostflügel bedeutend tiefer als der Westflügel. Infolge sehr starker Schleppungserscheinungen hat die Störung hier mehr den Charakter einer Flexur.

⁵³⁾ Bei Tornquist, S. 159, steht offenbar irrtümlich SSO—WNW. Überhaupt sind die Weltgegenden bei Tornquist leider recht oft verwechselt, ein zwar leicht mögliches, aber manchmal ziemlich störendes Versehen.

25. Ein untergeordneter Bruch ist auf der Ostseite des M. Anghebe (P. 1179 südwestlich Ronchi) zu erkennen und zieht über den Passo della Porta in das Veronesische. Sprunghöhe am M. Anghebe etwa 15 m, nimmt aber gegen S zu. Am Passo della Porta starke Schleppung.

26. Der Baffelanbruch. Verlauf: M. Baffelan—Tommasi bei Merendaore—Giorgetti im Agnotal—Höhe 1005. Die Ostscholle ist um 50 bis 80 m gesunken, doch scheint sich die Sprunghöhe dort, wo der Bruch den Agno übersetzt, ein Stück weit bis auf O zu vermindern.

Eine kurze, N wenig W streichende Verwerfung begrenzt auf Tornquists Karte den Eruptivstock des Mt. Spitz nördlich Staro im W. Der Ostflügel wäre gesunken. Sie ist im Text nicht erwähnt. Bei Fabiani fehlt sie. Ihre Existenz bleibt ungewiß.

27. Anhangweise sei hier ein kleiner, im Text nicht erwähnter Bruch aus Fabianis Karte genannt, der infolge seiner nordnordöstlichen Richtung sich keinem der von Tornquist unterschiedenen Systeme einfügt. Er trennt zwischen S. Antonio und dem Piano delle Fugazze über eine kurze Strecke Spitzkalk im W von unteranisischen Schichten im O.

Auf Maddalenas Karte findet man einen Bruch nördlich des Leogratales, nordöstlich von S. Antonio. Die östliche Scholle ist etwas gesunken. Das Streichen ist NNW. Fabiani hat diesen Bruch nicht übernommen.

Vacek zeichnet einen großen Bruch, der östlich des Pasubiogipfels beginnt und von hier gegen SSO streicht. Man könnte an eine Fortsetzung unseres Bruches Nr. 111 denken. Fabiani konnte aber Vaceks Beobachtung nicht bestätigen, weshalb ich diese Verwerfung vorläufig für nicht genügend erwiesen halte.

C) NW—SO-Brüche. Für dieses Bruchsystem ist nur ein sicheres Beispiel bekannt:

28. Der Bocchesebruch. Er begrenzt die Hochfläche des M. Spitz im NO und trennt ihre relativ flach liegenden Schichten von den stark gegen das Agnotal abfallenden der Bergflanke. Die Verwerfung ist vollkommen geradlinig. Nördlich des Spitzgipfels und anderseits südwestlich Contrada Riva endet sie auffallend rasch.

29. Vielleicht gehört zu demselben System ein kleiner Bruch, den Fabiani auf der Südwestseite des M. Alba, nördlich Costapiana, aufgefunden hat. Er verläuft ebenfalls nordwest-südöstlich. Der Nordostflügel ist gesunken⁵⁴).

D) Blattverschiebungen in der Region der Kniefalte. Sie wurden bei Besprechung der Marosticaflexur schon mehr oder weniger ausführlich erwähnt. Hier seien sie also nur noch kurz zusammengestellt.

30. Die Giovolinie verläuft von Barasei im Agnotal durch das Rossiatal, Giovo (Zovo der österreichischen Spezialkarte) und die Ostflanke des M. Castrazano nach Pieve am Leogra. Gesamtrichtung NNO.

31. Die Störung der Val Mercante, durch die der Monte Naro (P. 626) gegenüber dem Mt. Castello (unmittelbar westlich Pieve) nach S verschoben ist. Ihr Verlauf ist ein geschwungen nordöstlicher. Fabiani vermutet, daß sie sich unter den Alluvien auf die rechte Seite des Leogra fortsetzt und nördlich der Eisenbahnstation Pieve in einer Störung wieder erscheint, die die Trias des Torrefelsens vom Paläozoicum trennt. Der Zusammenhang ist wohl nur hypothetisch. Wenn er zu Recht besteht, ergibt sich der Eindruck, daß auch der Val Mercantebruch eine Abzweigung der Schiolinie ist.

32. Die Verwerfung auf der Westflanke des M. Sindio. Wie schon auf S. 38 erwähnt, halte ich die Trennung dieses Bruches von den Blattverschiebungen der Faltenregion und noch mehr seine Zurechnung zu den älteren NNW-Brüchen für eine sehr unsichere. Fabiani konnte ihn aus der Faltenregion nach N bis in die Gegend der Ortschaft Enna verfolgen.

⁵⁴) Pasubio, S. 57.

Die ungefähr nord-südliche Verschiebung, die den M. Sindio vom M. Civillina trennt, scheint nicht mit einer merklichen Zerreißung der Schichten einherzugehen.

33. Die Camondalinie, die den M. Spitz von dem weiter nördlich zurückgebliebenen Mt. Civillina trennt. Verlauf: Bei S. Quirico im Agnotal—Molino della Fame an der Mündung der Val Retassene—stlich Fracassi—Passo della Camonda—obere Valle Camonda, wo die Störung rasch ausklingt. Die Richtung ist fast genau nord-südlich. Die westlich der Störung ausstreichenden Schichten sind durchwegs ältere, als die östlich der Störung. Nach der Karte wäre zu vermuten, daß der Bruch vielleicht südwärts über S. Quirico hinausreichen und den Hügel Sa. Maria vom M. Torrigi trennen könnte. Da aber, wie schon oben S. 37 erwähnt, zwischen Tornquist und den älteren Aufnahmugeologen in dieser Gegend ungeklärte Gegensätze bestehen, läßt sich keine Gewißheit erlangen.

34. Die Querverwerfung auf der Ostseite des M. Torrigi. Auf Tornquists Karte ist diese Störung scheinbar nicht eingetragen und was der genannte Autor auf S. 175 über Änderungen des Einfallens und das Fortsetzen des Bruches gegen Sa. Maria sagt, genügt wohl nicht, um sich eine deutliche Vorstellung von ihm zu machen.

35 bis 41. Die Blattverschiebungen im Spitzmassiv sind von O nach W die folgenden:

35. Beginnt südöstlich Le Pozze im östlichen Teil des Boccheseerckens und zieht nach N bis I Povoli. Hier biegt sie nach NO um und erreicht noch das Agnotal. Im nördlichen Teil der Störung liegt der Nordwestflgel höher als der Südostflügel. Bei Le Pozze aber stößt Spitzkalk im W gegen Wengener Eruptivgestein im O.

36. Zieht von P. 420 im Torazzotal (beim o von „Pellichero“ der Spezialkarte) nach N bis über den Bocchesekamm, dreht dann allmählich gegen NO. Die östlich von ihr gelegene Scholle befindet sich im Agnotal tektonisch wesentlich tiefer, auf der Höhe des Spitzplateaus aber merklich höher als die westlich angrenzende.

37. Luft von Pellichero zuerst etwas nordöstlich, dann nordwärts über die Cima Bocchese hinaus. Biegt dann parallel mit der vorigen gegen NO um, übersetzt den Agno westlich Fracassi und ist noch auf dessen linker Seite ein Stück weit zu verfolgen. Hier müssen nach der Karte die tektonischen Verhältnisse, die Tornquist im Text ziemlich kurz abtut, recht kompliziert sein. Die charakteristische Eigentümlichkeit der Blattverschiebungen, daß nämlich das Vorzeichen des vertikalen Abstandes zwischen den beiden Lippen eines solchen Bruches sich im Streichen bald ändert, tritt auch an dieser Störung deutlich hervor. Nördlich Pellichero liegt die westliche Scholle höher. Auf der Cima Bocchese und auf dem rechten Agnohang befindet sie sich tiefer. Auf der linken Agnoseite scheint im ganzen eine Absenkung der östlichen Schollen vorzuherrschen.

38. Von Pellichero nimmt noch eine zweite Bruchlinie ihren Ausgang, die in geschwungenem Verlauf bis östlich des Gipfels des M. Spitz zieht, um hier bei Baldebe an der Boccheseverwerfung zu enden. Durchschnittlich steht an dieser Störung der Ostflügel höher. Im südlichsten Teil scheint das Verhältnis aber umgekehrt zu sein. Dies ist auch die Blattverschiebung, an der — wie S. 40 erwähnt — einige Schollen von Spitzkalk schräg in den Muschelkalk des östlichen Flügels eingeschoben sind, ein deutlicher Beweis für das Auftreten starker horizontaler Bewegungen.

39. Von Prenaro westlich Pellichero verläuft eine Bruchlinie mit gesunkenem Südflügel nach NO. Sie scheint sich direkt in den südlichsten, gegen SW abgelenkten Teil der Störung Nr. 37 fortzusetzen.

40. Nach der Karte zieht zwischen Prenaro und Fongara eine Störung gegen NNW, an der Spitzkalk im O gegen Porphyrittuff im W stößt.

41. Eine ganz ähnliche, etwas gebogene Bruchlinie ist auch gleich westlich des Spitzgipfels eingezeichnet.

E) Überschiebungen im Bereich der Kniefalte. Solche werden nur von wenigen Stellen angegeben.

42. Vom Gipfel des Torrigi zieht eine Störung nach NO, an der Jura und Hauptdolomit steil auf Kreide aufgeschoben sind. Die Sprunghöhe beträgt nur etwa 50 m. Die Überschiebung ist noch ein Stück weit über

das Agnotal hinüber in den Fuß des M. Scandolara zu verfolgen, wo die Sprunghöhe bis 70 m zunimmt. Tornquists Profile (Fig. 5) stellen die Verhältnisse in einer sehr merkwürdigen Weise dar. Ich habe in der Natur nie ein ähnliches Bild, eine Überschiebung, die die Schichten ganz senkrecht abschneidet, gesehen. Vielleicht handelt es sich doch eher um eine ausgequetschte Kniefalte, oder auch um einen gewöhnlichen, sekundär verstellten Bruch. Ohne neuerliche Untersuchung im Feld läßt sich darüber natürlich nichts sagen.

43. Bedeutender soll eine zweite Überschiebung sein, die im Agnotal nördlich I Marchesini bei Sa. Maria beginnt und in nordöstlicher Richtung bis zu den Case Setteje westlich Zovo verläuft, wo sie sich in mehrere kleine Störungen zu zerschlagen scheint. Weiteres wird über sie nicht mitgeteilt.

Tornquist unterscheidet im Vicentinischen Triasgebirge also eine ganze Reihe von verschiedenen Bruchsystemen, denen er vielfach auch eine voneinander ganz unabhängige Entstehung zuschreibt. Wir werden weiter unten zu untersuchen haben, ob diese Vorstellung hinlänglich bewiesen ist. Für jetzt gehen wir in der Übersicht der Brüche weiter.

γ) **Im Vicentinischen Tertiärgebiet.** Die Nachrichten über Brüche in dieser Region sind äußerst spärlich. Eine wesentliche Verbesserung unserer Kenntnis, auch für die westlich anschließenden Gebietsteile, ist von der neuen geologischen Karte 1:100.000, die das Ufficio idrografico in Venedig herausgeben wird, zu erwarten.

44. Oppenheim erwähnt⁵⁵⁾, daß der Zug des M. Faedo—M. Verlaldo östlich Valdagno, der aus Mitteloligozän besteht, im W von einer Verwerfung begrenzt wird, jenseits derer Mitteleozän erscheint. Auf den mir vorliegenden Karten kommt diese Verwerfung nicht deutlich zum Ausdruck. Ihre Richtung dürfte wohl ungefähr NNW sein.

45. Nach demselben Autor⁵⁶⁾ wird der Hügel Granella unmittelbar nördlich unter Priabona, neben der Mündung der Val del Boro, von der Hauptmasse der bei Priabona anstehenden älteren Tertiärgesteine durch eine Verwerfung abgeschnitten. Er besteht aus Priabonaschichten. Die Richtung des Bruches ist nicht zu entnehmen.

46. Nach Taramelli⁵⁷⁾ entspricht dem oberen Chiampotal bei Crespadoro ein auffälliger Bruch. Nach der Kartenskizze Tafel 2, hätte er Richtung nach NNW, sonst ist von ihm nichts bekannt. Die genannte Karte zeigt noch eine Reihe anderer Brüche, die aber meines Wissens nicht beschrieben worden sind.

47. Sueß⁵⁸⁾ erwähnt und zeichnet mehrere Brüche bei den Schlössern Montecchi und Capuleti, westlich Vicenza. Näheres ist über sie nicht bekannt. Molons⁵⁹⁾ Angaben über Brüche in derselben Gegend westlich Vicenza entbehren der Begründung. Er stützt sich scheinbar hauptsächlich nur auf die Verbreitung der Schioschichten.

48. Am Schluß dieses Abschnittes ist aber noch eine Verwerfung zu besprechen, die für den Aufbau des Vicentinischen Hügellandes von großer Wichtigkeit, aber leider nicht besonders gut bekannt ist. Ich bezeichne sie, um einen kurzen Ausdruck zu haben, als Alponebruch. Wie besonders Taramelli⁶⁰⁾ hervorgehoben hat, ist es ein auffallender Zug in der Verteilung der Formationen der südlichen Lessinischen Berge, daß im Gebiet des Chiampo das Tertiär, das weiter westlich vorwiegend nur die Bergrücken krönt, plötzlich in zusammenhängender Masse nach N vordringt. Schon vor dem Erscheinen seiner zusammenfassenden Arbeit hat Bittner⁶¹⁾ dargelegt, daß diese Verteilung auf einen bedeutenden, der Schiolinie ungefähr parallelen Bruch zurückzuführen ist, der mit nordnordwestlicher Richtung etwa in der Linie Montecchia di Crosara—Castelvero—westlich Bolea—Mt. Spitz di Campofontana hinzieht. Der Ostflügel dieses Bruches liegt bedeutend tiefer als der Westflügel. Taramelli hat ihn in seine Kartenskizze nicht aufgenommen. Dagegen finden wir ihn bei Sueß⁶²⁾

⁵⁵⁾ Priabonaschichten, S. 9, Anm. — ⁵⁶⁾ Ebendort, S. 8. — ⁵⁷⁾ Provincie venete, S. 192. — ⁵⁸⁾ Antlitz der Erde, I, S. 334. — ⁵⁹⁾ Berici, S. 74. — ⁶⁰⁾ Provincie venete, S. 25. — ⁶¹⁾ Tredici Comuni, S. 63. — ⁶²⁾ Antlitz der Erde, I, Fig. 29, S. 322.

dargestellt, ebenso natürlich in Bittners handkolorierter Karte, und ein Stück von ihm ist auf Negris Karte der Provinz Vicenza sehr gut zu sehen. Etwas weniger deutlich kommt er auf Fabianis Karte⁶³⁾ zum Ausdruck, nach der er einen sehr gewundenen Verlauf haben müßte. Wahrscheinlich sind aber die Aufschlüsse in der Gegend recht schlecht und es ist mir nicht ganz sicher, ob Fabianis Darstellung in jeder Beziehung ein Fortschritt ist. Im Text wird der Bruch bei diesem Autor merkwürdigerweise nicht erwähnt. Schon auf S. 43 wurde die Vermutung ausgesprochen, daß die Herabbeugung der Schichten gegen O, die an mehreren Stellen des rechten Alponehanges zu bemerken ist, eine Schleppung an dem besprochenen Bruch sein dürfte. Es scheint aber doch ein Bruch und nicht etwa eine Flexur vorzuliegen.

d) Brüche zwischen Illasi und Fumane.

Nach Bittner⁶⁴⁾ treten im Gebiet zwischen Vicenza und Verona in großer Anzahl ungefähr nord-südliche Brüche auf. Meist sind sie nur wenig bedeutend. Ihre Sprunghöhe und ebenso ihre Dichte nimmt gegen S ab. Am Nordrand des Plateaus der Monti Lessini im eigentlichen Sinn sind sie am häufigsten. Mit wenigen Ausnahmen trennen sie einen tiefer liegenden östlichen von einem höher liegenden westlichen Geländeabschnitt, verhalten sich also ebenso, wie die Schiobruch und der Alponebruch. Manchmal ist eine starke Emporschleppung der Schichten des Ostflügels nachweisbar.

49. Ein solcher Bruch zieht von Velo nach N, dann etwas nach NNO. Er ist auf Bittners Karte am Osthang des M. Belloca gut zu sehen. Östlich des M. Grolla scheint er im Dolomit zu verschwinden. Nördlich des M. Purga di Velo soll Biancone der östlichen Scholle an Jurakalk der westlichen auffallend emporgeschleppt sein⁶⁵⁾. Sprunghöhe vielleicht etwa 60 m.

50. Ein weiterer, noch etwas bedeutenderer Bruch liegt auf der Westseite des Squarantotales. Er beginnt etwa bei Corbiolo und zieht über Bosco Chiesanuova, wo wieder eine beträchtliche Schleppung beobachtet wurde, und den Osthang des M. Valpiana bis Tracchi nach NNO, dann, nach NNW abschwenkend, über Podestaria an den Westhang der vorspringenden Felsmasse La Gus. Hier scheint er sein Ende zu erreichen. Bei Grietz auf der Ostseite des M. Valpiana stößt Biancone im O an Juraolith und Marmor im W.⁶⁶⁾. Dies würde auf eine Sprunghöhe von ungefähr 50 bis 100 m schließen lassen.

51. Weiter westlich treten noch mehrere kleinere Brüche auf. Einige findet man auf dem Profil 3 bei Taramelli: Provincie venete, p. 191, dargestellt. Nach Taramelli: Lias, p. 16, zieht einer von ihnen von Bellori in der Valpantena ein Stück weit die Val Falconi hinauf. (Dieses Tal ist das auf der Spezialkarte nicht benannte linke Schwestertal des Vajo Marchiora.) Nach Nicolis⁶⁷⁾ ist dieser Bruch bei C. Ciavara nördlich Bellori in zwei Äste gespalten, an denen eine kleine Kreidescholle zwischen Jurakalke eingesunken ist.

52. Ein Bruch, den ich nirgends beschrieben gefunden habe, ist auf Bittners Karte im obersten Vajo Anguilla dargestellt. Er beginnt nordöstlich der Casara Dosso del Pezzo und zieht in nordnordwestlicher Richtung bis etwa östlich der Alm Coe d'Ala. Auch hier ist der Ostflügel gesunken.

53 und 54. Das Gebiet der obersten Val Fredda südsüdwestlich Ala ist zwischen zwei nord-südlichen Brüchen grabenartig eingesunken⁶⁸⁾. Nach Bittners Karte verläuft der östliche Bruch aus dem obersten Vajo Falconi nach P. 1365 im Nordabsturz der Hochfläche der Lessini. Der westliche zieht von P. 1461 zum Corno. Kreide und Tithon des Grabens stoßen gegen die Doggeroolithe seiner Wände.

Nach Oppenheim⁶⁹⁾ wären die isolierten Vorkommen von Priabonaschichten in der unmittelbaren Umgebung von Verona (Parona, S. Leonardo, Valdenego, Forte S. Felice usw. usw.) ziemlich sicher an Verwer-

⁶³⁾ Lessini medi, Taf. 6. — ⁶⁴⁾ Vicenza und Verona, S. 230. Tredici Comuni, S. 62. — ⁶⁵⁾ Bittner: Tredici Comuni, S. 62. — ⁶⁶⁾ Nicolis: Note illustrative, S. 121. — ⁶⁷⁾ Note illustrative, S. 121. Vgl. auch die Karte von demselben Verfasser. — ⁶⁸⁾ Bittner: Tredici Comuni, S. 63. — ⁶⁹⁾ Priabonaschichten, S. 18.

fungsspalten abgesunken und hätten diesem Umstand ihre Erhaltung zu verdanken. Auf Fabianis Profil über Castel S. Felice⁷⁰⁾ sieht man allerdings nur eine gleichmäßig sanft gegen S einfallende Schichtfolge. Es ist möglich, daß die Brüche dem Profil parallel verlaufen.

55. In dem von Boden kartierten Gebiet fand sich östlich des Progno di Fumane nur ein einziger, ganz kleiner Bruch, nämlich nordwestlich von Minerbe. Er streicht WSW und der Südflügel ist etwas gesunken.

e) Die Brüche des Pastellozuges.⁷¹⁾

Boden unterscheidet in diesem Gebiet zwei Hauptstörungen und eine Reihe von Nebenbrüchen. Wir beginnen mit jenen.

Die Fumanelinie nimmt ihren Anfang südlich des Pastellettogipfels als Bruch von nord-südlichem Streichen. Graue Liaskalke im W stoßen hier gegen Eozän im O. Die Sprunghöhe beträgt etwa 200 m. Nordwestlich Manone di sopra geht die Verwerfung unter Vermittlung eines kleinen, WNW streichenden Querbruches in eine Flexur über. Sie verläuft westlich Manone in südsüdöstlicher Richtung. Die weitere südliche Fortsetzung der Störung sucht Boden in einer Verwerfung, die dem Lauf des unteren Fumane folgen muß, aber nicht aufgeschlossen ist. Ihre Gegenwart ergibt sich aus der verschiedenen Höhenlage der Formationen zu beiden Seiten des Tales bei gleichmäßigem Südfallen. Am Mt. Rumala ist der östliche Flügel um 200 m, beim Ort Fumane um 150 m gesenkt. Die Richtung der Störung ist die des Tales, also SSW. Was es mit diesem Fumanebruch eigentlich für eine Bewandnis hat, ist wohl noch nicht ganz klar. Sein südlicher, nicht direkt beobachteter Teil könnte auch eine Flexur sein, denn es wurde schon oft darauf hingewiesen, daß der Mittelschenkel der Kniefalten in den Lessinischen Alpen in der Regel nur einen sehr schmalen Raum einnimmt. Die Art, wie sich die Kniefalte westlich Manone nach S in das Fumanetal fortsetzt, ist aus der Karte nicht ganz klar zu ersehen. Der Zusammenhang der Störung ist hier wohl nicht vollständig sichergestellt. Es ist aber auch sehr auffallend, daß die Flexur von Manone nach N in einen Bruch von immerhin nicht unbedeutender Sprunghöhe übergeht. Ein solcher Übergang ist uns in den ganzen Lessinischen Alpen nur sehr selten und immer nur bei ganz unbedeutenden vertikalen Bewegungen vorgekommen. Alles in allem scheint mir also nicht deutlich genug, ob wir es in der Fumanelinie mit einer judikarischen Flexur oder mit einem lessinischen Querbruch in dem später zu erörternden Sinn zu tun haben.

56. Der Etschbruch ist zweifellos in die zweite der eben genannten Gruppen von Störungen einzureihen. Er beginnt nach Bittner, wie schon oben S. 41 erwähnt, auf der Westseite des Corna d'Acquiglio. Von hier zieht er nach SSW und tritt nördlich Breonio in den Bereich von Bodens Karte ein. Nun verläuft er zunächst fast rein S, um sich allmählich bis SW zu drehen. Die Sprunghöhe scheint in dieser Gegend etwa 600 m zu sein. Östlich Dolce erfolgt eine scharfe Umbiegung nach S. Der Bruch verläuft nun auf der Ostseite des Pastellogipfels und schneidet, wie schon einmal erwähnt, unter spitzem Winkel die Pastelloflexur. Der Mittelschenkel dieser Kniefalte erscheint östlich des Bruches um etwa 700 m nach S verschoben. Infolge der Flexur von Dolce und der Pastelloflexur wechselt der Bruch etwas nördlich des M. Pastellogipfels seinen Sinn. Von hier an ist der Westflügel der gesunkene. Die Sprunghöhe ist infolge der starken Faltung beider Schollen natürlich sehr wechselnd. Westlich Cavallo beschreibt der Bruch wieder einen Knick, gegen SO. Es splittert hier mehrere kleine Nebenbrüche von ihm ab. Außerdem zeigt sich aber eine sehr bemerkenswerte, für das Verständnis der Mechanik der Gebirgsbildung sehr wichtige Erscheinung. Gerade südlich des Knickes, zwischen ihm und dem M. Solane, liegt eine rings von Störungen begrenzte, etwa rechteckige, mit dem längeren Durchmesser gegen SW orientierte Scholle. Sie besteht hauptsächlich aus Nummulitenkalk, unter dem in der Nordecke etwas Scaglia zum Vorschein kommt. Sie wird begrenzt: im NO durch den Etschbruch selbst; im NW und SO (an den langen Seiten des Rechteckes) durch zwei vertikale Sprünge, an denen das Eozän in Kreide, teilweise

⁷⁰⁾ Terreni terziari, S. 13. — ⁷¹⁾ Vgl. vor allem Boden: Veroneser Alpen, S. 196 bis 201.

auch Oberjura, grabenähnlich eingesenkt ist: im SW aber durch eine flache Überschiebung, die mit einer 1 m mächtigen Reibungsbreccie bekleidet ist. Die ganze Scholle ist also zwischen zwei Randspalten gegen SW geschoben. Die von Boden gegebene Erklärung der Erscheinung ist die, daß am Etschbruch starke horizontale Bewegungen erfolgt sind, bei denen sich die östliche Scholle im Vergleich zur westlichen nach S verschob, wie auch aus dem Verhalten der Pastelloflexur hervorgeht. An der Umbiegungsstelle wurde dabei die Deckscholle ein Stück weit über die westliche Hauptscholle geschoben. Diese Vorstellung ist, wenn auch die Mechanik des Vorganges im einzelnen noch nicht ganz geklärt ist, jedenfalls die richtige. Die Erscheinung erinnert einigermaßen an die in den Muschelkalk eingepreßten Spitzkalkblöcke am M. Spitz (vgl. oben S. 40). Bei Casa Tripoli gabelt sich der Etschbruch in zwei Äste, zwischen denen ein Gebirgsstreifen grabenartig eingesunken ist. Bei Fumane verschwindet er unter den Schottern der Ebene, die hier als eine Bucht in das Fumanetal eingreifen.

Außer den beiden beschriebenen Hauptstörungen gibt es im Pastellozug noch eine Reihe kleiner, NW—SO streichender Brüche, die sich meist nur über eine kurze Strecke verfolgen lassen. Sobald sie mit beiden Seiten in demselben Gestein verlaufen, entziehen sie sich der Beobachtung. Boden betont, daß ihrer sicher viel mehr sind, als auf der Karte wiedergegeben werden konnten.

57. Der nördlichste dieser kleinen Brüche liegt etwas nordöstlich des Pastellettogipfels. Er scheint — wenigstens teilweise — das Nordende der Pastellettoflexur zu bedingen. Der Nordostflügel ist gesunken.

58. Der Bruch, der nordwestlich Manone di sopra den Übergang der Flexur von Manone in eine Verwerfung vermittelt, wurde schon oben erwähnt.

59. Ein weiterer kleiner, WNW streichender Bruch liegt gerade südlich Manone di sotto. Oberjura im N stößt gegen graue Liaskalke im S.

60 und 61. Zwei NW-Verwerfungen treten auf der Ostseite des Pastellokammes auf. In beiden Fällen scheint der Nordflügel gesunken zu sein. Nach der Karte würde der nördliche der beiden Brüche am Etschbruch abschneiden, der südliche aber ihn auf seiner Südseite etwas gegen O verschieben. Leider ist aus dem Text nicht zu entnehmen, ob dieser Umstand, der mir nicht sehr wahrscheinlich vorkommt, sicher beobachtet ist. Wie noch genauer zu erörtern sein wird, gehören die NW-Brüche wahrscheinlich als Querbrüche zum judikarischen Faltensystem. Dieses ist nun gemäß den Verhältnissen am M. Pastello hier offenbar älter, als der Etschbruch. Es ist deshalb nicht anzunehmen, daß die zugehörigen Querbrüche jünger sein sollten. Eher wäre denkbar, daß der Etschbruch an der schon vorhandenen Querstörung etwas abgelenkt wurde, wobei diese über ein ganz kleines Stück wieder auflebte.

62. Die bedeutendste der nordwestlichen Verwerfungen ist die zwischen Banchette bei Fumane und Mazzurega. Sie findet im NW an der Solane-Deckscholle ihr Ende. Die Südwestseite liegt tiefer. In den Jura der Nordostseite ist gerade westlich Fumane eine isolierte kleine Kreidescholle eingesenkt. Der Bruch war schon Nicolis bekannt.⁷²⁾

IV. Die Grundzüge des Bauplanes.

Ehe wir uns der Verarbeitung der bisher dargestellten geologischen Beobachtungen nach allgemeinen Gesichtspunkten zuwenden, werden wir gut tun, die Hauptzüge des tektonischen Baues der Lessinischen Alpen, die uns unter der Fülle der beigebrachten Einzelheiten nicht stets gegenwärtig bleiben konnten, noch einmal kurz herauszuheben. (Vgl. dazu bes. Tafel 2 und 3.)

Die Lessinischen Alpen bestehen aus einer permisch-mesozoischen Schichtfolge, die im N dem Grundgebirge der Cima d'Astamasse aufliegt, im S unter die quartären Bildungen der Venetianischen Ebene untertaucht. Es findet jedoch kein gleichmäßiger Abfall der Schichten gegen S statt. Ihre Lagerung wird vielmehr beherrscht

⁷²⁾ Note illustrative, S. 121.

durch zwei große, kuppelförmige Gewölbe. Das höhere, nördliche spannt sich zwischen der Marzola und der Gegend der Cima Dodici aus. Es würde direkt zur Cima d'Asta hinüberleiten, wäre es nicht durch die unser Gebirge im N begrenzende Störungslinie abgeschnitten. Außerdem ist sein mittlerer Teil an einer Schär etwa N—S streichender Brüche zwischen dem Centa und Lenzuolatal in großer Breite grabenartig eingesenkt.

Das südliche Gewölbe ist nur wenig niedriger, als das nördliche. Sein Scheitel liegt etwas nördlich von Recoaro. Von hier setzt es sich nach WNW in die breite Hauptdolomitregion fort, die gegen Ala zieht. Im O wird es von der Schiolinie abgeschnitten, doch sahen wir schon weiter oben (S. 32), daß seine Fortsetzung in der allmählich versinkenden Antiklinale des südlichen Teiles der Sieben Gemeinden zu suchen ist. Die Gesamtform des Gewölbes ist demnach länglich und schwach gegen N konkav¹⁾.

Der Südabfall der beiden Aufwölbungen wird teilweise durch Flexuren vermittelt, wogegen der Nordabfall der Kuppel von Recoaro ein mehr gleichmäßiger und sanfter ist. Dadurch erhält der Aufbau des ganzen Gebirges Ähnlichkeit mit einer riesigen Treppe, die von der Valsugana zur Ebene hinabführt. Übrigens darf man die Rolle, die die Flexuren innerhalb der Gesamttektonik spielen, nicht überschätzen, wozu man durch ihre große Deutlichkeit und imposante Entwicklung bei direkter Betrachtung im Gelände leicht verführt werden könnte. In dieser Beziehung ist ein Vergleich der Tafeln 1 und 3 lehrreich. Während auf jener (Fig. 2) bei einem Abstand der Schichtenlinien von 100 m die Sieben Gemeindenflexur sehr deutlich zum Ausdruck kommt, sind auf dieser, wo die Isohypsen 500 m voneinander abstehen, die Kniefalten mit Ausnahme der Marosticaflexur kaum als solche zu erkennen, wogegen die großen Gewölbe und Mulden noch sehr deutlich hervortreten.

Senkrecht auf die Stufen der Treppe zerfallen die Lessinischen Alpen in zwei recht auffallend verschiedene Abschnitte, die Hochfläche der Sieben Gemeinden im O und einen bedeutend umfangreicheren westlichen Teil, für den ein einheitlicher kurzer Name nicht vorhanden ist. Die beiden Gruppen werden orographisch getrennt durch das mittlere Asticotale, das Rio torto Tal und den Sattel von M. Rover. Als tektonische Grenzlinie kann man im südlichen Teil den Schiobruch und den Asarea-Gamondabruch auffassen. Weiter im N ist eine solche einheitliche Grenzlinie nicht vorhanden. Sachlich ist die Abgrenzung der beiden Gebiete insofern keine scharfe, als die charakteristischen tektonischen Elemente und Merkmale des einen Gebirgsabschnittes in ganz unregelmäßiger Weise mehr oder weniger weit in den anderen hineingreifen, wie wir dies gleich sehen werden.

Der Bauplan der *Sette Comuni* ist ein relativ sehr einfacher und dem entsprechend wurde er ziemlich bald erkannt. Vacek hat ihn schon in seinen ersten Aufnahmeberichten aus dem Jahre 1877 sehr treffend und anschaulich beschrieben; wir können uns ihm noch heute in allen wesentlichen Punkten anschließen. Weniger glücklich waren die ersten zeichnerischen Darstellungen. Bei Omboni²⁾ erscheint die Hochfläche als eine gleichmäßige, flache Mulde. Von den beiden großen Flexuren ist nichts zu sehen. Das Tertiär von Bassano wäre den Trias-Jurakalken schräg angelagert. Taramelli hat zwar die Bedeutung der Marosticaflexur gleich in seiner ersten Arbeit richtig gewürdigt³⁾. Dagegen ist die Sieben Gemeindenflexur auch auf seinem späteren, sonst bedeutend verbesserten Profil⁴⁾ gar nicht dargestellt. Bei Gallio ist nur eine flache, gleichschenkelige Mulde gezeichnet. Die Wiedergabe bei Rothpletz weicht von der unseren nur in Details ab.

Am Südfuß der *Sette Comuni* ziehen sich die gefalteten Tertiärschichten der Marostica hin. In ihrem Hintergrund erheben sich die Kreide- und Juragesteine unter einem von 90° nur wenig abweichenden Winkel. Teilweise sind sie sogar überkippt. Im N schließt sich an diese Kniefalte eine breite, flache Antiklinale, die im ganzen gegen W ansteigt und in deren östlichem Teil eine sekundäre Mulde eingesenkt ist. Die nördlich der Aufwölbung folgende Hochmulde der Sieben Gemeinden, auf der die hauptsächlichlichen Ortschaften liegen, hat einen stark unsymmetrischen Bau. Während ihr Südschenkel, wie schon gesagt, nur sehr langsam ansteigt, erhebt sich der Nordschenkel rasch unter einem Winkel von bis zu 70°. Nördlich dieser zweiten Flexur

¹⁾ Fabiani (Pasubio, S. 49) meint, daß die Konkavität gegen Schio gerichtet sei. Dies gilt jedoch nur für die das Gewölbe begrenzende Kniefalte, nicht für seine Achse. — ²⁾ Alpi, S. 342, Fig. 27. — ³⁾ Lias, S. 24 u. 25. — ⁴⁾ Provincie venete, S. 193, Fig. 7.

liegt — wenigstens im O — wieder eine leichte Einmuldung, die beispielshalber am M. Meletta deutlich zu erkennen ist⁵⁾. Darauf folgt endlich im nördlichsten Teil der Hochfläche der SO-Abfall der nördlichen Kuppel.

Der westliche Hauptabschnitt der Lessinischen Alpen unterscheidet sich von den Sieben Gemeinden durch folgende tektonische Merkmale:

1. Die Sieben Gemeindenflexur fehlt. Sie erstreckt sich jedoch über den Astico noch bis zur Cima Asarea.
2. An ihrer Statt ist eine andere, nördlichere, flache Flexur oder Mulde vorhanden, die Lavaroneflexur, die nach O nur bis in den nordwestlichsten Teil der Sette Comuni, bis zum Dosso, reicht.
3. Die Marosticaflexur nimmt an Sprunghöhe und Intensität der Faltung allmählich ab und wird im W durch eine südlichere Kniefalte, die Corno d'Acquigloflexur, ersetzt.
4. Südlich dieser Flexuren versinkt das Gebirge nicht rasch unter die Ebene, sondern bildet ein sehr breites, jungmesozoisches und tertiäres Hügelland, das in mehreren kleinen Stufen gegen S abfällt. Die Ostgrenze dieses Hügellandes ist die Schiolinie.
5. Neben den ost-westlich streichenden, lessinischen Falten spielen im südwestlichen Teil des Gebirges auch die NNO streichenden judikarischen bereits eine Rolle.
6. Brüche durchsetzen in außerordentlicher Zahl das ganze Gebiet. Ihre vorherrschende Richtung ist N bis NNW. Diese Erscheinung erstreckt sich noch in die nordwestliche Ecke der Sieben Gemeinden hinein, wogegen in ihrem weitaus größten Teil Brüche nur eine fast verschwindende Rolle spielen.
7. Die Antiklinale von Recoaro ist westlich der Schiolinie von viel größerer Bedeutung, als in den Sette Comuni.

Das Zutagetreten kristalliner Gesteine im Kern der Aufwölbung von Recoaro, so weit von den Zentralalpen, am Rand der Poebene, galt stets als eine ganz besondere Merkwürdigkeit. Maddalena weist darauf hin, daß die Stelle die einzige zwischen dem Lago Maggiore und Dalmatien ist, an der alpines Kristallin den Südrand des Gebirges erreicht⁶⁾. Die Ursachen der scheinbaren Abweichung von dem allgemeinen Bauplan der venetianischen Alpen wurden vielfach erwogen. Meist wurde daran festgehalten, daß es sich um eine tektonische Aufwölbung handelt (Vacek, Maddalena, Fabiani usw.). Tornquist dagegen behauptet geradezu, daß ein solches Gewölbe nicht vorhanden sei⁷⁾. Er beruft sich darauf, daß die Absenkung der Schichten aus dem Becken des oberen Leogra gegen SO nicht durch eine gleichmäßige Neigung, sondern durch Staffelbrüche bewirkt wird. Trifft dies auch bis zu einem gewissen Grad zu, so scheint mir dadurch doch nicht der Charakter der ganzen Region als einer breiten Aufwölbung widerlegt zu sein, die im S durch eine scharfe Kniefalte begrenzt wird, während sie im N sehr allmählich unter die Mulde der Sieben Gemeinden, resp. im westlichsten Teil unter die von Folgaria sich hinabsenkt. (Wenn allerdings Maddalena⁸⁾ auch den Höhenunterschied zwischen dem Lias des M. Toraro und dem südlich unterhalb Rotzo auf die kuppelförmige Aufwölbung von Recoaro zurückführen möchte, so ist dagegen zu bemerken, daß diese beiden Stellen, wie wir gesehen haben, auf entgegengesetzten Seiten der Sieben Gemeindenflexur liegen. Der Höhenunterschied erklärt sich ganz vorwiegend aus diesem Umstand. Denn auf der Cima di Campolongo liegt der graue Liaskalk kaum niedriger als auf dem M. Toraro). Andererseits wurde aber schon von Taramelli⁹⁾ darauf hingewiesen, daß auch das paläozoische Bodenrelief nicht ohne Einfluß auf das Zutagekommen der Phyllite sein dürfte. Tornquist¹⁰⁾, dem sich Maddalena im wesentlichen anschließt, betont das Fehlen des Altpaläozoicums und der permischen Quarzporphyre. Er erblickt in den flachliegenden Phylliten von Recoaro den Rest eines schon im Paläozoicum verfestigten und relativ hoch liegenden Horstes, der in seiner Struktur von den Alpen wesentlich abweicht und der auch im Mesozoicum zeitweise trocken lag. Übrigens ist Fabiani der Meinung, daß der Phyllit von Recoaro überhaupt nicht archaisch, sondern altpaläozoisch ist¹¹⁾. Bei richtiger Würdigung der vorgebrachten Gesichtspunkte scheint mir, daß das Zusammentreffen folgender Umstände das Hervorkommen des Kristallins an Tag bewirkt hat:

⁵⁾ Vgl. Tafel 1, Fig. 2 und das oberste Profil auf Tafel 3. — ⁶⁾ Maddalena: Schio-Recoaro, S. 99. — ⁷⁾ Triasgebirge, S. 193. — ⁸⁾ Vicentino, S. 715. — ⁹⁾ Provincie venete, S. 27 u. 30. — ¹⁰⁾ Triasgebirge, S. 194. — ¹¹⁾ Pasubio, S. 13.

1. Die Ursache, warum überhaupt tiefe Schichtglieder entblößt wurden, sind das Auftreten einer sich gegen W hebenden mächtigen Antiklinale, die Verstärkung dieser Hebung an der Schiolinie und der sehr steile primäre tektonische Abfall des gehobenen Teiles gegen S (Fortsetzung der Marosticaflexur) und O (Schiolinie), durch den ein sehr lebhaftes Einschneiden der Flußerosion gerade an dieser Stelle bedingt wurde. Ich erinnere daran, daß bei Poleo die Sprunghöhe des Schiobruches lokal fast 4000 m beträgt.

2. Die Ursache, warum sogar das Kristallin zutage kam, liegt in dem Fehlen einer durchlaufenden Abscherungsfläche des Gebirges, wie sie etwa den Nordalpen zukommt, und in der durch die ganze geologische Geschichte der Region bedingten relativ geringen Mächtigkeit der nicht metamorphen Sedimentdecke, auf die schon Tornquist klar hingewiesen hat.

Nördlich und südlich der Antiklinale von Recoaro folgt je eine breite Mulde. Die nördliche wird im N von der Lavaroneflexur begrenzt, die zum Scanucchio emporleitet und deren östliche Abschnitte an Brüchen staffelförmig gegen N vorgeschoben sind, sodaß die Mulde gleichsam in die nördliche Aufwölbung eindringt. Dem Nordschenkel der südlichen gehört das ganze veronesisch-vicentinische Hügelland an. Ihre SW—NO streichende Achse dürfte etwa bei Vicenza zu suchen sein. Südlich davon hebt sich der Schichtenbau wieder, sodaß die Kreide und in den Euganeen auf schmalem Raum auch der oberste Jura neuerdings zum Vorschein kommen¹²⁾. Diese Anordnung der Mulden könnte die Vorstellung erwecken, daß die westlichen Lessinischen Alpen in bezug auf die Antiklinale von Recoaro ungefähr symmetrisch gebaut sind. Ich würde dies jedoch für einen Irrtum halten. Es spricht dagegen nicht nur die ganz verschiedene Höhenlage der nördlichen und südlichen Mulde. Noch viel wichtiger ist das Verhalten der Flexuren. Diese blicken nämlich mit ganz unbedeutenden Ausnahmen (Roßbachflexur, siehe S. 29) sowohl nördlich als südlich der großen Aufwölbung ganz gleichmäßig nach S. Besonders Vacek geht immer von der Vorstellung aus, daß die Quarzphyllite von Recoaro ein dem Adamello und der Cima d'Asta zwar nicht gleichwertiges, aber doch gleichartiges „Bewegungszentrum“ bilden¹³⁾. Allerdings betont er selbst ganz richtig, daß an diesem Zentrum nur eine einfache Hebung der Schichten stattgefunden hat, ohne Bildung von Kniefalten oder Überfaltungen. Darin scheint mir nun aber ein sehr wesentlicher Unterschied zu liegen. In der Richtung von der Cima d'Asta nach S und vom Adamello nach O hat wohl zweifellos eine relative Bewegung der oberflächlichen Teile der Erdkruste stattgefunden. Nichts aber macht es wahrscheinlich, daß ein Gleiches auch für die Antiklinale von Recoaro gilt. Sie ist allem Anschein nach nichts anderes, als eine besonders breite und hohe, aber rein passive Aufwölbung in dem von jenen Bewegungszentren beherrschten Teil der Erdkruste. Wäre nicht durch die früher erwähnten Umstände bei Recoaro die Untertrias und der Quarzphyllit bloßgelegt worden, so wäre wohl nie jemand auf den Gedanken gekommen, in dieser Antiklinale etwas Besonderes zu sehen und sie in einen gewissen Gegensatz zu ihrer eigenen Fortsetzung im südlichen Teil der Sieben Gemeinden zu bringen. Daß letzten Endes jede künftige Antiklinale schon primär irgendwie ausgezeichnet und von der Synklinale irgendwie verschieden ist, kann wohl nicht bezweifelt werden. Es wird aber nicht angehen, deshalb schon von Bewegungszentren zu sprechen. Übrigens kommen wir auf diese mechanischen Fragen später ausführlicher zurück.

Ein anderer Umstand, der der Aufwölbung von Recoaro besondere Bedeutung für unsere tektonische Kenntnis des Gebirges gibt, wurde schon oben kurz erwähnt. Sie zeigt uns nämlich, besonders wenn man die Verhältnisse am Nordrand des Gebirges mit im Auge behält, daß die Faltung hier nicht, wie im Juragebirge und in den nördlichen Kalkalpen, auf einen Teil der Sedimentdecke beschränkt ist, sondern daß dieselben Falten, die sich oberflächlich im Mesozoicum und im Tertiär kennbar machen, bis in das Grundgebirge eingreifen.

Zum Abschluß des Kapitels über den Bauplan der Lessinischen Alpen sei noch auf ihre Beziehungen zur Umgebung kurz eingegangen. Einige Autoren wollten der betrachteten Gebirgsgruppe oder einzelnen

¹²⁾ Vgl. Sueß: Tertiärgebirge, S. 266. — ¹³⁾ Vgl. bes. Roveredo, S. 201 ff.

ihrer Teile eine ganz besondere Rolle zuerkennen und sie als Stück eines eigenen Gebirges auffassen, das den Alpen gegenüber eine ähnliche Stellung, wie das Juragebirge hätte. Taramelli spricht in diesem Sinn über die Sieben Gemeinden¹⁴⁾, ohne daß einem recht klar würde, worin der Vergleichspunkt mit dem Juragebirge eigentlich liegen soll. Diener¹⁵⁾ hat einen ähnlichen Gedanken dann mit der von Sueß aufgeworfenen Frage in Zusammenhang gebracht, ob die Fortsetzung des Alpenrandes Verona—Este, die obertags von der Schiolinie abgeschnitten werde, nicht auf der Südwestseite des M. Conero bei Ancona und des M. Gargano zu suchen sei¹⁶⁾. Demgegenüber ist jedoch zu bedenken, daß einer solchen südöstlichen Richtung des Alpenrandes gar keine Streichrichtung im Inneren der Alpen entspräche. Es ist ungleich wahrscheinlicher, daß der Alpenrand auch ohne die Dazwischenkunft der Senke von Schio und Thiene von den Euganeen irgend wie nach ONO verlief, nur bedeutend weiter im S als gegenwärtig. Auf die Frage, ob nicht doch in gewisser Beziehung ein Gegensatz zwischen dem Lessinischen Gebirge und dem Hauptteil der Alpen besteht, wird erst bei Besprechung des Alters der Gebirgsbildung zurückzukommen sein.

Hier soll nur noch auf die Fortsetzung einiger tektonischer Elemente der Lessinischen Alpen in die Nachbarschaft hingewiesen werden. Wir werden uns dabei auf die östlich angrenzenden Gebirgsstöcke des M. Grappa und der Umgebung von Fonzaso beschränken können. Über die Verhältnisse am Nordrand der Lessinischen Alpen wurde schon weiter oben gehandelt. Im S liegt die Ebene. Die Stellung der darin aufragenden Berischen Hügel und Euganeen wurde ebenfalls schon kurz gestreift (vgl. S. 93). Im W aber treffen wir das judikarisch gefaltete Gebirge des M. Baldo und Orto d'Abramo, auf dessen Beziehungen zu den Lessinischen Alpen wir erst weiter unten, bei der Erörterung des Verhältnisses der beiden Faltensysteme zueinander, eingehen können.

Über die Frage der Fortsetzung der einzelnen tektonischen Elemente der Sette Comuni gegen O haben sich schon viele Autoren geäußert, so Vacek¹⁷⁾, Taramelli¹⁸⁾, Sueß¹⁹⁾, De Stefani²⁰⁾ und mehrere andere, besonders aber Dal Piaz²¹⁾. Freilich handelt es sich dabei durchwegs nur um gelegentliche Bemerkungen. Diese ergeben im Verein mit dem, was ich selbst beobachten konnte, folgendes Bild von dem Zusammenhang der Lessinischen Alpen mit den östlichen Nachbargebirgen:

Die Sieben Gemeindenflexur setzt sich nicht eigentlich, wie früher öfter angenommen wurde (z. B. Vacek) über die Brenta fort, da sie ja in der Gegend des M. Lisser zu Ende geht. Dagegen übersetzt die sie ablösende Col Meneghiniflexur — wie schon auf S. 19 gezeigt wurde — die Brenta und findet ihre unmittelbare Fortsetzung auf der Südseite der Cima Campo und des Col Lan. Dieser Ersatz der Flexur der Sette Comuni durch eine nördlichere hängt wohl damit zusammen, daß die Halbkuppel, welcher die obere Hochfläche der Sieben Gemeinden angehört, im nordöstlichsten Teile der Lessinischen Alpen untertaucht und jenseits der Brenta höchstens in der viel niedrigeren Antiklinale der Cima Campo, die die Mulde von Fastro und die von Castel Tesino trennt, eine kümmerliche Fortsetzung findet. Dagegen darf man die Synklinale Fastro-Arenen wohl in einem gewissen Sinn als die Fortsetzung der Mulde von Asiago und Gallio ansehen, in die sie am M. Lisser durch eine S-förmige Biegung übergeht. Nach Dal Piaz findet diese Mulde am M. Aurin westlich Feltre ihr Ende, ohne direkt mit der großen Synklinale von Belluno zusammenzuhängen²²⁾. Der Bergzug M. Grappa—Col Visentin entspricht sicherlich der breiten Antiklinale des südlichen Teiles der Sieben Gemeinden und von Recoaro. Auch die Neigung zu einer sekundären Einmuldung dieser Aufwölbung, die wir bei Conco auf den Sieben Gemeinden gefunden haben, kehrt östlich der Brenta wieder, sehr auffallend beispielsweise bei Alano und Segusino beiderseits der Piave. Die Marosticaflexur endlich scheint sich ohne Unterbrechung bis an den Südfuß der Hochfläche des Consiglio bei Vittorio zu erstrecken. Erst hier treten gewisse Änderungen ein, mit denen wir uns jedoch nicht zu beschäftigen haben.

¹⁴⁾ Provincie venete, S. 28. — ¹⁵⁾ Bau und Bild, S. 624. — ¹⁶⁾ Vgl. Sueß: Antlitz der Erde, I, S. 353. — ¹⁷⁾ Vorlage der Karte, S. 302. — ¹⁸⁾ Lias, S. 25. — ¹⁹⁾ Antlitz der Erde, S. 329. — ²⁰⁾ Sette Comuni, S. 448. — ²¹⁾ Alpi orientali, S. 189. — ²²⁾ Alpi orientali, S. 189.

B. Zusammenfassungen und Schlußfolgerungen.

Wir haben im ersten Hauptteil meiner Arbeit versucht, uns einen Überblick über alle wichtigen Beobachtungen zu verschaffen, die über die Tektonik der Lessinischen Alpen vorliegen. Nunmehr wird es unsere Aufgabe sein, von dieser Grundlage aus, aber auch unter Verwertung vieler weiterer Einzelbeobachtungen, die in die Beschreibung nicht aufgenommen werden konnten, zu einer zusammenfassenden Darstellung der Gebirgsbildung in den Lessinischen Alpen fortzuschreiten, und zwar nach den drei Gesichtspunkten der räumlichen Verteilung der gebirgsbildenden Vorgänge, ihres mechanischen Wesens und ihrer Stellung in der geologischen Zeitskala.

Besonders bei der ersten der drei gestellten Aufgaben, dem Studium der räumlichen Verteilung der tektonischen Erscheinungen, wird es sich naturgemäß vielfach darum handeln, aus zahlreichen einzelnen Daten, die mehr oder weniger voneinander abweichen, einen einheitlichen Ausdruck zu gewinnen, der für einen größeren Gebietsabschnitt bezeichnend ist. Es lag der Gedanke nahe, zu diesem Zweck die Anwendung statistischer Methoden zu versuchen, die ja bei so vielen Fragen der beschreibenden Naturwissenschaft in stets steigendem Maß mit Erfolg benützt werden. Auch der Tektonik sind sie nicht mehr ganz fremd¹⁾. Das Neue der von mir eingeschlagenen Richtung erblicke ich in erster Linie darin, daß ich stets darauf ausging, auf rechnerischem Weg bestimmte Zahlenwerte abzuleiten, die für die einzelnen tektonischen Eigenschaften eines Gebietes charakteristisch sind und einen quantitativen Vergleich verschiedener Berggruppen gestatten; wogegen beispielsweise die stereographische Projektionsmethode, die von anderen und in sehr bescheidenem Maß auch von mir selbst früher schon auf tektonische Fragen angewendet worden ist, die Beobachtungen zwar anschaulich zusammenstellt, aber keine charakteristischen Gesamtwerte liefert. Sobald dieser Gedanke einmal gefaßt war, ergaben sich in solcher Menge neue und schwierige Fragen, daß durch lange Zeit gerade der „statistischen Tektonik“ mein hauptsächliches Interesse galt. Es war mein Bestreben, die besondere Ausgestaltung der Rechnung für tektonische Zwecke, die Verwendungsmöglichkeit der neuen Betrachtungsweise und ihre Grenzen wenigstens in erster Annäherung festzustellen und besonders auch die Art zu bestimmen, wie in künftigen Fällen beobachtet werden soll, um eine bessere Grundlage für die Rechnung zu gewinnen, als sie mir zur Verfügung stand. Ich bin mir sehr gut bewußt, damit eine Aufgabe übernommen zu haben, die weit über meine Kräfte hinaus ging, denn meine mathematischen Kenntnisse sind ja rein dilettantenmäßige, ohne den unerläßlichen Unterbau eines systematischen Studiums dieser Wissenschaft. Andererseits war gleich anfangs nicht zu verkennen, daß das Bergland, zu dessen Aufnahmsgeologen mich die Zufälle des Krieges gemacht hatten, für einen ersten Versuch mit der Statistik ganz besonders geeignet sei. Auch ist es fast unvermeidlich, daß derjenige, der einen solchen Versuch unternimmt, entweder auf dem Gebiet der Tektonik oder auf dem der Wahrscheinlichkeitsrechnung ein Laie sei. Dieses schien mir immerhin noch weniger bedenklich als jenes, denn ein geübter Auf-

¹⁾ Vgl. besonders die interessante Arbeit von O. Seitz in Verh. Naturh.-Mediz. Ver. Heidelberg, N. F. vol. 13, 1914 bis 1917, S. 533.

nahmsgeologe ist nicht nur erforderlich, um die notwendigen empirischen Daten als Grundlage der Rechnung herbeizuschaffen, sondern auch, um ihr sinnvolle Aufgaben zu stellen, damit das Ganze nicht in eine Sammlung von Rechenbeispielen ausartet. Die von mir durchgeführten Berechnungen werden freilich in vielen Fällen mangelhaft, in manchen vielleicht geradezu falsch sein. (Ich denke dabei besonders an die Versuche, die Genauigkeit der ermittelten Gesamtwerte zu bestimmen.) Es schien mir jedoch ein Versuch zur wirklichen Durchführung der Rechnung der einzige Weg, um einem Fachmathematiker, der sich etwa später der behandelten Probleme annehmen möchte, genau klar zu machen, worum es sich dem Geologen eigentlich handelte. Sollte ich mir mit der vorliegenden Arbeit viele berechtigte und scharfe Kritik zuziehen, trotzdem aber einer innerhalb gewisser Grenzen nützlichen Betrachtungsweise Eingang verschaffen, so wäre ich mit der Wirkung meiner Tätigkeit sehr zufrieden. Schmerzen würde es mich nur, wenn ich durch die Unzulänglichkeit der daran gewandten Kräfte eine an sich lebensfähige Sache in Mißkredit gebracht hätte, wenn ich besonders durch meine laienhafte Darstellung die Fachmathematiker abschreckte, sich mit den aufgeworfenen Fragen zu befassen.

Mehrere ausgezeichnete Gelehrte auf mathematischem Gebiet haben mich bei verschiedenen Gelegenheiten mit ihrem wertvollen Rat unterstützt. Ich bin ihnen dafür zu größtem Dank verpflichtet. Ich glaube in ihrem Sinn zu handeln, wenn ich ihre Namen hier nicht anführe, damit auch der leiseste Anschein vermieden wird, als wären sie für den Inhalt der folgenden Seiten mitverantwortlich. Nur meinem lieben Freund und Kriegskameraden, Herrn stud. techn. E. Stuchly, der ja noch keinen wissenschaftlichen Ruhm zu behüten hat, möchte ich namentlich für seine Hilfe danken, ohne die selbst die bescheidenen, nun vorliegenden Ergebnisse nicht erreicht worden wären.

Da ich mir, wie gesagt, als Leser der folgenden Kapitel gerne auch Mathematiker denke, wird es vielleicht nicht schlecht sein, hier zunächst einen geologischen Kunsta Ausdruck zu erläutern, der weiter unten eine sehr große Rolle spielen wird. Ich meine das Fallzeichen, das auf den meisten geologischen Karten verwendet wird, um die Vorstellung von der Lage der Gesteinsbänke, die schon durch die Verschneidung der Schichtglieder mit der Geländeoberfläche vermittelt wird, zu unterstützen (vgl. Fig. 6, S. 21). Das Fallzeichen besteht aus einem längeren und einem darauf senkrechten kürzeren Strich, der am Ende nicht selten mit einer Pfeilspitze versehen wird. Der längere Strich bezeichnet die Richtung der Schnittlinie einer Schichtfläche mit der Horizontalebene, das sogenannte Streichen der Schichten. Der kürzere weist mit seiner Spitze in der Richtung, in der das Wasser über die bloßgelegte Schichtfläche abfließen würde. Neben dem Fallzeichen steht auf Karten in großem Maßstab manchmal noch eine Zahl. Sie gibt den Winkel an, den die Schichtfläche mit der Horizontalen bildet, den Fallwinkel (φ). Fallrichtung und Fallwinkel bestimmen zusammen eindeutig die Lage der Schichtfläche an dem durch die topographische Karte, auf die die Fallzeichen eingetragen sind, festgelegten Punkt im Raum. Man wird mich vielleicht schon hier fragen, wie groß denn der Geltungsbereich eines solchen Fallzeichens ist. Es kann nicht nur für einen Punkt gelten, weil ich ja innerhalb seines Bereiches mindestens den Kompaß an die Schichtfläche muß anlegen können. Es gilt aber auch nicht unbegrenzt, weil erfahrungsgemäß die Messung schon in geringer Entfernung einen mehr oder weniger abweichenden Wert ergibt. Eine etwas nähere Untersuchung dieser Frage soll jedoch erst weiter unten (S. 117) folgen.

Auf die Definition der Brüche, die ebenfalls einer statistischen Behandlung zugeführt werden sollen, wurde schon in der Einleitung kurz hingewiesen. (Vgl. S. 7.) Wir bezeichnen demnach als Bruch im weitesten Sinn jede Störung, die die Schichtflächen schneidet. Unter günstigen Umständen läßt sich für eine Bruchfläche ebenso wie für eine Schichtfläche das Streichen und Fallen bestimmen.

Die Anwendung von der Kollektivmaßlehre entnommenen Methoden auf Schichtneigungen, Brüche usw., hat nur dann einen klaren Sinn, wenn wir die der Rechnung zugrunde liegenden Einzelfälle als Varianten eines typischen oder idealen Wertes auffassen können. Der wesentliche Inhalt des Variabilitätsbegriffes besteht meiner Ansicht nach darin, daß ein Vorgang, der vorwiegend einem erkennbaren Hauptgesetz folgt, im einzelnen

Fall wegen der Wirkung zahlreicher, untergeordneter, nicht genügend bekannten Einflüsse zu einem wechselnden Ergebnis führt. Das Wesen der Variabilität liegt also in folgenden zwei Punkten:

1. Daß wir ein Hauptgesetz annehmen, das für sich allein stets das gleiche, typische oder ideale Ergebnis lieferte.
2. Daß die Ursachen, die eine Abweichung von diesem typischen Wert bedingen, nicht genügend bekannt sind.

Beispielsweise hätten die genotypisch gleichen Individuen einer reinen Linie genau den gleichen Phaenotypus, wenn die Entwicklungsbedingungen genau gleich gewesen wären. Worin aber bei Kultur unter möglichst gleichen Verhältnissen die Unterschiede der Entwicklungsbedingungen liegen, durchschauen wir für das einzelne Individuum nicht.

Stellen wir uns vor, wir könnten den störenden Einfluß der Planeten auf die Bewegung der Erde nicht rechnerisch feststellen, etwa weil von ihnen gar kein Licht zu uns käme. Dann würden wir mit Recht sagen: Die Erde beschreibt um die Sonne ungefähr eine Ellipse (das Hauptgesetz ihrer Bewegung), sie weist aber eine gewisse Variabilität ihrer wahren Stellung in Bezug auf die ideale elliptische Bahn auf. Eine genauere Untersuchung würde sicherlich ergeben, daß die Häufigkeit verschieden großer Abweichungen ungefähr dem Fehlergesetz folgt, weil naturgemäß nur selten alle störenden Einflüsse sich zu einem Maximum summieren, sondern sich meistens teilweise aufheben. Diese Darstellung hat hier nur deshalb keine Berechtigung, weil wir die Ursachen der Abweichung von der rein elliptischen Bahn schon genau verfolgen können.

Und nun betrachten wir etwa den Mittelschenkel einer Flexur! Es wurde schon wiederholt darauf hingewiesen, daß die Umbiegungen an den Stirnen der Kniefalten sehr knapp sind. Wir können daher die Flexur ohne großen Fehler als ein Paket schräger, ebener Schichten ansehen. Wäre dieses ganz ohne sekundäre Störungen entwickelt, so müßten alle Fallzeichen innerhalb des Bereiches der Flexur gleich sein. In Wirklichkeit haben untergeordnete Umstände, wie Verschiedenheiten in der Mächtigkeit und Festigkeit der Schichtglieder, Unebenheiten der Geländeoberfläche zur Zeit der Faltung usw. zur Folge, daß jedes Fallzeichen von dem Idealwert mehr oder weniger abweicht. Wir können diese untergeordneten Umstände aber im einzelnen Fall nicht feststellen. Wir dürfen also die Fallzeichen mit Recht als Varianten ansehen. Ganz ähnlich verhält es sich mit den Brüchen, die zu demselben Bruchsystem gehören.

Weitere Erwägungen darüber, inwieweit die Grundsätze der Wahrscheinlichkeitsrechnung sich auf tektonische Beobachtungen anwenden lassen, sollen auf den folgenden Seiten an geeigneter Stelle wieder aufgenommen werden. Hier sei nur noch auf einen Umstand hingewiesen: Zur Zeit meiner Untersuchungen im Felde hatte ich den Gedanken einer statistischen Verarbeitung meiner Beobachtungen noch nicht gefaßt. Es war nur ein ganz allgemeines Bedürfnis nach Genauigkeit, das mich veranlaßt hat, möglichst viele Messungen an Schicht- und Störungsflächen auszuführen. Die Präzision dieser Messungen war aber oft nur eine geringe, einesteils, weil ich erst im Laufe meiner Tätigkeit mir allmählich die unentbehrlichsten Instrumente, wie einen richtigen geologischen Kompaß, verschaffen konnte, andernteils, weil für die gewöhnlichen tektonischen Methoden eine annähernde Bestimmung der Lagerung durchaus genügt. Bei der rechnerischen Arbeit ergaben sich aus dieser geringen Genauigkeit aber beträchtliche Schwierigkeiten, die uns wiederholt in umständlicher Weise beschäftigen werden. Es wird sich beispielsweise zeigen, daß bei der angenäherten Bestimmung des Einfallens runde Zahlen und die Hauptrichtungen der Windrose bevorzugt werden und daher viel häufiger in den Messungsreihen auftreten, als wenn die Messung jedesmal mit der größten erreichbaren Genauigkeit geschehen wäre. Dadurch werden viele nachträgliche Ausgleichungen notwendig. Es ist anzuraten, daß in allen zukünftigen Fällen, in denen vielleicht eine statistische Auswertung der Aufnahme in Betracht käme, die Messung des Fallwinkels auf 1°, die schwierigere Messung der Fallrichtung wenigstens auf 10° genau durch-

geführt werde. Man braucht dabei nicht davor zurückzuschrecken, in das Notizbuch auch Zahlen einzutragen, für deren Richtigkeit man die volle Verantwortung nicht übernehmen kann. Da die so entstehenden Beobachtungsfehler rein zufällige sind, haben sie auf das Ergebnis innerhalb der in der Tektonik überhaupt erreichbaren Genauigkeitsgrenzen keinen schädlichen Einfluß, wenn man sich nur vor der Bevorzugung gewisser Werte hütet. Auch kann man der geringeren Genauigkeit der einzelnen Messungen nachträglich bei der Wahl des Klassenspielraumes Rechnung tragen. Freilich wird die statistische Tektonik wohl auch in Zukunft oft darauf angewiesen sein, Messungsreihen zu benützen, die zu einem anderen Zweck, für die zeichnerische Darstellung in Karten und auf Profilen oder für montanistische Aufgabe usw. ausgeführt wurden. Gerade deshalb habe ich von den Ausgleichungen, die an solchen fehlerhaften Reihen gegebenen Falles vorgenommen werden können, ausführlich gehandelt.

Der Ausgangspunkt für die Entwicklung der neuen rechnerischen Verfahren waren die variabilitätsstatistischen Methoden, wie sie in der Biometrie üblich sind. Sie finden sich in einer ausgezeichneten, den praktischen Bedürfnissen und dem Verständnis des Nichtmathematikers angepaßten Form zusammengestellt in dem grundlegenden Werk von

W. Johannsen: „Elemente der exakten Erblchkeitslehre mit Grundzügen der biologischen Variationsstatistik“ (Jena, bei G. Fischer),

dessen Studium ich an dieser Stelle überhaupt jedem Naturhistoriker dringend empfehlen möchte. Anfangs glaubte ich, mit geringen Abänderungen dieser Methoden auskommen zu können. Bald erwies sich dies jedoch als unmöglich. Der tiefste Grund dafür liegt in dem Hinzutreten des räumlichen Momentes in der Tektonik, in der wir es nicht mit bloßen Quantitäten oder Intensitäten, sondern mit gerichteten Größen zu tun haben. Ich war deshalb gezwungen, neue graphische Abbildungsweisen und charakteristische Zahlenwerte einzuführen. Ich war dabei stets bestrebt, mit einfachen Rechenmethoden und ohne große theoretische Erörterungen das Auslangen zu finden, nicht nur wegen meiner eigenen zu geringen mathematischen Kenntnisse, sondern auch, weil ich ein Instrument schaffen wollte, das jeder Aufnahmsgeologe bei Aufwand einiger Mühe handhaben lernen kann, falls es ihm nützlich erscheint. Aus demselben Grund habe ich auch den Gang der Rechnung ausführlich dargestellt und stets auf die Rechnungsvorteile, Proben, häufigen Rechenfehler usw. verwiesen, die mir im Laufe meiner Studien untergekommen sind. Dem Bedürfnis der geologischen Praxis soll auch die Zusammenstellung der in den Rechnungen verwendeten Buchstaben und Formeln am Schluß des Werkes dienen.

Eine praktische Andeutung möchte ich gleich hier einschalten: Wer die statistische Tektonik anwenden will, sollte sich unbedingt zuerst mit der Handhabung des Rechenschiebers vertraut machen, der ja auch in sehr vielen anderen Fällen, z. B. bei der in der Paläontologie so häufig notwendigen Umrechnung absoluter Maße in Prozente, von größtem Nutzen ist. Besonders die trigonometrische Skala, die sonst meist für unwichtig angesehen wird, ist für uns von hervorragendem Wert, weil in der Tektonik ja nur eine sehr geringe Genauigkeit erreichbar und auch notwendig ist. Wer im praktischen Rechnen weniger sicher ist, wird viele Fehler vermeiden, wenn er bei der Ausführung der weiter unten dargestellten Tabellen die Teilresultate zuerst beiläufig mit dem Rechenschieber bestimmt, mit Bleistift einträgt und die Ergebnisse der logarithmischen Berechnung gleich während des Einschreibens an dieser Vormerkung überprüft. Eine gute Anleitung zum Gebrauch des Rechenschiebers findet man in dem Büchlein:

A. Rohrberg: Theorie und Praxis des Rechenschiebers (Teubners Mathematische Bibliothek Nr. 23).

In derselben Sammlung sind auch zwei sehr gute Hefte zur Einführung in die Grundlagen der Variabilitätsstatistik erschienen:

O. Meißner: Wahrscheinlichkeitsrechnung (Nr. 4) und

P. Riebesell: Die mathematischen Grundlagen der Variations- und Vererbungslehre (Nr. 24).

Die von mir benützte Logarithmentafel war eine ganz einfache, fünfstellige, für den Schulgebrauch, von G. Kewitsch (Leipzig, O. R. Reisland, 1899). Sie zeichnet sich durch eine besondere Schreibweise der negativen Kennziffer ($\bar{1}$, $\bar{2}$) aus, die im ersten Augenblick denjenigen, der nicht daran gewöhnt ist, befremden wird, mir aber recht praktisch scheint. Eine siebenstellige Tafel habe ich nur selten zuhulfe genommen; für die geologische Praxis kommt man in allen Fällen ohne sie aus.

Am Schluß dieser Einleitung möchte ich noch eine grundsätzliche Feststellung machen: Ich wollte mit der Anwendung der statistischen Methoden auf die Tektonik eine neue Art der Beschreibung des tektonischen Zustandes eines Gebietes anbahnen, nicht etwa neue Erklärungsweisen einführen. Der tektonische Zustand ist das Objekt der Statistik, nicht die tektonischen Kräfte. Es scheint mir, daß wir in der Naturgeschichte gegenwärtig vielfach unter dem Übelstand leiden, daß wir es ganz verlernt haben, zu beschreiben, ohne gleich auch zu erklären. Ein typischer Fall dieser Art liegt in der systematischen Nomenklatur der Lebewesen vor. Nach der heute verbreiteten Auffassung des Systems ist der Gattungsname eines Ammoniten nicht ein abgekürzter Ausdruck für seine wichtigen morphologischen Merkmale, sondern eine Hypothese über seine Stammesgeschichte. Ich meine, daß die Beschreibung und die Erklärung zwei verschiedene Schritte wissenschaftlicher Begreifung sind, die möglichst auseinandergehalten werden sollten. Nur eine genaue Beschreibung mittels solcher Begriffe, die sich, ohne kausale Hypothesen vorweg zu nehmen, der unmittelbaren Beobachtung möglichst eng anschließen, lehrt den Forscher selbst die Tatsachen so genau kennen, daß er ihre Erklärung versuchen darf. Freilich verstehe ich unter Beschreibung nicht ein Herzählen der gemachten Wahrnehmungen, das schließlich dahin führt, daß das Studium einer solchen Arbeit mühsamer wird, als die Wiederholung der darin behandelten Beobachtungen. Was der Autor gesehen hat, muß durch ein Begriffssystem gegliedert und zusammengefaßt sein. Ich meine aber, daß diese Begriffe nicht gleich erklärende sein sollten.

Besonders charakteristisch für die Beschreibung tektonischer Verhältnisse durch die Mittel der Statistik ist folgendes: Die gewöhnliche Art der tektonischen Forschung fußt ganz auf der Möglichkeit, bestimmte Horizonte in der Schichtfolge festzuhalten und sich so eine Vorstellung von ihrer räumlichen Gestalt zu machen. Es lassen sich aber über den tektonischen Charakter eines Gebietes doch auch unabhängig von der Verfolgung bestimmter Niveaus gewisse Aussagen tun. Man spricht beispielsweise in kristallinen Gebieten davon, daß die Schichten durchwegs sehr steil gestellt, oder fächerförmig angeordnet seien, usw. Aus der petrographischen Untersuchung lassen sich Schlüsse auf den Grad der tektonischen Durcharbeitung des Gesteins ziehen. Man hat auch schon mit Erfolg versucht, in der Klüftung der Gesteine bestimmte Spaltensysteme zu erkennen. Diese Art der Betrachtung kann nun durch die Statistik weiter ausgebaut werden. Die tektonischen Charaktere, um die es sich dabei vorzüglich handeln wird, sind die Gefaltetheit und die Gebrochenheit der einzelnen Gebirgsabschnitte. Es wird sich zeigen, daß man beispielsweise über jene gewisse Feststellungen machen kann, ohne sich um die einzelnen vorhandenen Falten überhaupt zu kümmern. Es braucht wohl nicht eigens betont zu werden, daß diese Betrachtungsweise und mit ihr die ganze statistische Tektonik stets nur eine sekundäre Rolle spielen wird, während die eigentliche Grundlage der tektonischen Forschung immer die Verfolgung bestimmter stratigraphischer Niveaus bleibt.

Im übrigen habe ich mich bemüht, am Schlusse der beiden statistischen Kapitel die Ergebnisse so zusammenzufassen, daß auch diejenigen meiner Fachgenossen, die nicht gewillt sind, mir auf meinen mathematischen Seitenwegen zu folgen, meine wesentlichen Ergebnisse bezüglich der räumlichen Verteilung der tektonischen Störungen verstehen und zur Lektüre der letzten, erklärenden Kapitel weiterschreiten können. Wer meine Behauptungen kritisch prüfen will, dem kann das Studium der statistischen Methode allerdings nicht erspart werden.

I. Die räumliche Verteilung der Stärke der Faltung.

Ein Blick auf die Übersichtsprofile, Tafel 3, lehrt, daß die Faltungsintensität in den Lessinischen Alpen eine für einen Teil eines Kettengebirges ganz außerordentlich geringe ist. Gerade deshalb schien es mir möglich, hier zahlenmäßige Untersuchungen anzustellen, die uns ein Bild von der räumlichen Verteilung der verschiedenen Grade der Schichtaufrichtung, von der „Gefaltetheit“ der einzelnen Gebirgsabschnitte, geben können. Es ließe sich eine große Menge von Fragen in dieser Weise behandeln. Ich greife nur einige heraus, die mir — teilweise auch wegen des Zusammenhanges mit späteren Erörterungen — von Interesse zu sein scheinen. Naturgemäß wird sich die statistische Behandlung hier auf die mir selbst bekannten Gebiete beschränken müssen. Von den anderen fehlen mir hinlänglich eingehende Daten. Ich habe während meiner Begehungen stets getrachtet, die Lage aller gut meßbaren Schichtflächen mit dem Kompaß und Klinometer zu bestimmen, resp. in der ersten Zeit, wo mir nur ein gewöhnlicher Kompaß zur Verfügung stand, wenigstens möglichst genau zu schätzen. Alle diese Messungen habe ich auf einer Karte im Maßstab 1 : 25.000 eingetragen. Eine direkte Veröffentlichung dieser 1300 Fallzeichen wäre untunlich, da sie selbst in dem erwähnten Maßstab wegen ihrer stellenweise sehr großen Dichte auf einer Karte, die noch andere geologische Angaben enthält, nicht untergebracht werden könnten. Die Anwendung statistischer Methoden bietet auch hier, wie in vielen anderen Fällen, den Vorteil, daß die ganze Menge des angesammelten Tatsachenmaterials durch sie wiedergegeben wird, während bei Verwendung von Beschreibungen und Abbildungen allein stets ein großer Teil der Beobachtungen, auf denen der Verfasser seine Schlüsse aufbaut, dem Leser nicht mitgeteilt werden kann. Es ist ohne weiteres zuzugeben, daß man darüber streiten kann, ob die im folgenden für einzelne Gebiete abgeleiteten verschiedenen Zahlenwerte dem Grad der Gefaltetheit von jedem Gesichtspunkt aus proportional sind. Auch haften gewiß schon den Beobachtungen Mängel an. Es läßt sich z. B. kaum vermeiden, daß die viel auffallenderen steil gestellten Schichtflächen relativ oft gemessen werden, während große, flachgelagerte Gebiete nur wenige Fallzeichen erhalten. Es scheint mir jedoch, daß trotzdem das Gebiet mit dem zahlenmäßig höheren mittleren Schichtfällen auch bei Anwendung anderer Kriterien als das stärker gefaltete erscheinen wird. Dies genügt zur Beantwortung der Fragen, die uns beschäftigen werden. Die Einsicht in die Mängel der Methode muß natürlich in erster Linie bei der Auswahl der Probleme, auf die sie angewendet wird, maßgebend sein.

1. Vergleich der Intensität der Hauptflexuren.

Zur Untersuchung dieser Frage wurde ich unter anderem durch eine Bemerkung bei E. Sueß¹⁾ angeregt, daß der Betrag der Senkung an den einzelnen Flexuren im allgemeinen mit der Entfernung von der Cima d'Astamasse gegen S abnimmt. Es könnte scheinen, daß dies notwendig zu erwarten wäre, wenn von dieser Masse aus ein tangentialer Schub auf die Schichtplatte der Lessinischen Alpen ausgeübt wurde, der vermutlich gegen S allmählich ausklingen würde. Doch mag es sein, daß für die Bestimmung von Ort und Größe der Falten lokale Ursachen eine überwiegende Rolle spielen. Übrigens bezweifelt Dal Piaz überhaupt die Rolle der Cima d'Astamasse bei der Faltung²⁾.

Wir vergleichen zunächst die Sprunghöhe der großen Flexuren:

Lavaroneflexur nach dem untersten Profil auf Tafel 3 etwa 1700 *m*.

Col Meneghiniflexur auf dem Ostufer der Brenta (vgl. S. 20) 800 bis 900 *m*.

Sieben Gemeindenflexur. Größter Betrag (vgl. S. 24) 850 bis 900 *m*.

¹⁾ Antlitz der Erde, I, S. 335. — ²⁾ Alpi orientali, S. 187 u. 188.

Marosticaflexur bei Conco (vgl. S. 33) mindestens 1500 *m*. Diese Sprunghöhe stellt aber nicht das Maximum dar. Bei S. Orso ergibt eine — allerdings recht unsichere — Schätzung 2700 *m*.

Corno d'Acquigloflexur in ihrem westlichen Teil (vgl. S. 41) vielleicht etwa 500 *m* oder etwas weniger. Die südlichen Flexuren im westlichen Teil der Lessinischen Alpen dürften durchwegs wesentlich kleiner sein.

Man sieht aus diesen Zahlen, daß von einer durchgängigen Giltigkeit der von Sueß aufgestellten Regel nicht die Rede sein kann. Sie trifft allenfalls für den westlichen Teil der Lessinischen Alpen zu, die Marosticaflexur aber mit ihrer außerordentlichen Sprunghöhe steht mit ihr in vollem Widerspruch.

Noch viel weniger zeigt sich ein Abklingen der Flexuren gegen S, wenn wir nicht der Sprunghöhe, sondern der Neigung des Mittelschenkels unsere Aufmerksamkeit zuwenden. Überkipfung der ganzen Kniefalte ist nur im mittleren Teil der Marosticaflexur eine durchgängige Erscheinung. Bei der Sieben Gemeindenflextur ist sie auf den S-Hang der Tonezzaspitzen und auch hier auf den unteren Teil des Mittelschenkels beschränkt. Und innerhalb der Lavaroneflexur hat sie nur kleine sekundäre Falten ergriffen. Dagegen ist in der Col Meneghiniflexur allerdings wieder eine ausgesprochene Überschiebung vorhanden. Am Corno d'Acquiglio scheint Überkipfung nach der Literatur nicht vorzukommen, doch ist die Schichtstellung fast senkrecht.

Nur über die Lavarone- und die Sieben Gemeindenflextur habe ich genügende Daten zu einer statistischen Untersuchung. In diese soll nun eingegangen werden. Alle Fallzeichen, die sich auf den Mittelschenkel einer bestimmten Kniefalte beziehen lassen, werden als Varianten einer Reihe aufgefaßt. Das untersuchte Merkmal ist zunächst nur der Winkel mit der Horizontalen. Die Fallrichtung bleibt für jetzt außer Betracht. Schon wegen der geringen Präzision der einzelnen Messungen und auch wegen ihrer nicht besonders großen Gesamtzahl wird es vollkommen genügen, Klassen von 10 zu 10° zu bilden. Die Fallwinkel müssen natürlich bis 180° gezählt werden, denn es wäre offenbar falsch, eine normal gelagerte, mit 20° einfallende Schicht für gleich stark gestört mit einer überkippten, 20° invers geneigten zu setzen. Aus den beiden Reihen von Varianten werden wir dann die Mittelwerte berechnen, die offenbar identisch mit der mittleren Neigung des Mittelschenkels sind. Es ist dabei ein günstiger Umstand, daß, wie schon vielfach erwähnt wurde und weiter unten noch einmal ausgeführt werden wird, die Umbiegung aus dem Hangendschenkel in den Mittelschenkel und aus diesem in den Liegendschenkel fast immer sehr rasch und knapp erfolgt, sodaß die geringeren Neigungswinkel an den beiden Stirnwölbungen auf den Mittelwert relativ wenig Einfluß haben werden und dieser vorwiegend durch die Lage des Mittelschenkels selbst bestimmt wird.

In ungefaltetem Gebiet müßte der Mittelwert natürlich 0 sein. In einem unendlich stark gestörten Terrain, in dem keine Spur der ursprünglichen Lage der Schichten mehr erhalten wäre, sodaß alle möglichen Schichtstellungen gleich häufig vorkommen, wäre er 90°, da wir ja die Neigungen bis 180° zählen und in diesem Fall gleich viel überkippte und nicht überkippte Schichtflächen vorhanden wären. Als Modell eines solchen unendlich stark gestörten Schichtpaketes könnte man sich etwa einen gut durchgekneteten, ursprünglich aus mehreren unterscheidbaren dünnen Lagen zusammengesetzten Teig vorstellen. Bei geringerer Gestörtheit wird der mittlere Fallwinkel im allgemeinen kleiner als 90° sein. In relativ kleinen Terrainabschnitten, innerhalb eines oder weniger tektonischer Elemente, kann der Mittelwert von 90° allerdings auch in ganz anderer Weise zustande kommen. z. B. wenn alle Schichten ungefähr senkrecht stehen, keine starken Überkipfungen, aber auch keine flachen Lagerungen vertreten sind. Variantenreihen dieser beiden verschiedenen Typen werden sich jedoch meist auffallend durch die Gestalt der Variabilitätskurve unterscheiden. Im Falle des unendlich stark gestörten Gebietes wird die Kurve eine ganz bestimmte, gesetzmäßige Form haben, auf die gleich etwas näher eingegangen werden soll. Die zweite Kurve wäre sehr schmal, hochgipfelig und vor allem sehr schief. Dieser Fall würde sich etwa im Mittelschenkel einer steilen bis etwas überkippten Flexur verwirklicht finden (vgl. unten), oder auch in einem Gebiet mehrerer isoklinaler Falten. Unter ganz besonderen Verhältnissen, etwa wenn die Erosion den Hangendschenkel einer Überfalte ganz entfernt hätte, sodaß vor-

wiegend der inverse Mittelschenkel die Oberfläche bildet, können auch mittlere Neigungswinkel von mehr als 90° zustande kommen, was durch bloßes „Kneten“ niemals erreicht werden kann.

Es bietet keine besonderen Schwierigkeiten, sich auch auf elementar-mathematischem Weg eine etwas genauere Vorstellung von der Häufigkeit der einzelnen Neigungswinkel bei den erwähnten Lagerungstypen zu bilden. Wir betrachten zuerst ein unendlich stark gestörtes Gebiet. (Siehe Figur 16).

Wir denken uns in O ein Büschel von Ebenen, in dem alle möglichen Lagen (nicht Neigungswinkel! denn bei demselben Neigungswinkel sind noch sehr verschiedene Lagen, je nach der Richtung des Einfallens, möglich) gleich häufig vorkommen. Um O sei eine Kugel ABZCD beschrieben. (Sie ist in der Figur aus Platzrücksichten nicht ganz gezeichnet). Ich bezeichne mit $W_{\alpha-\beta}$ die Wahrscheinlichkeit, daß der Winkel einer beliebigen Ebene F mit der Horizontalen H zwischen den Werten α und β liegt. Dann ist:

$W_{0-\varphi}$ = Wahrscheinlichkeit, daß der Winkel der Ebene F mit der Horizontalen H kleiner als φ ist = Wahrscheinlichkeit, daß der Durchtrittspunkt des Lotes L auf F in der Kalotte BZC liegt. Da nach der Voraussetzung alle möglichen Lagen von Ebenen gleich häufig sein sollen, muß die Kugelfläche überall gleich

dicht von Loten durchsetzt werden, müssen auf die Flächeneinheit überall gleich viel Lote kommen. Daraus ergibt sich weiter

$$W_{0-\varphi} = \frac{\text{Fläche der Kalotte BZC}}{\text{Fläche der ganzen Kugel}} = \frac{2 r \pi h}{4 r^2 \pi} = \frac{h}{2 r} = \frac{(r - r \cos \varphi)}{2 r} = \frac{1 - \cos \varphi}{2}.$$

Ferner ist

$W_{\alpha-\beta}$ = Wahrscheinlichkeit, daß der Neigungswinkel der Ebene F kleiner als β ist — Wahrscheinlichkeit, daß er kleiner als α ist

$$= \frac{1}{2}(1 - \cos \beta) - \frac{1}{2}(1 - \cos \alpha) = \frac{1}{2}(\cos \alpha - \cos \beta).$$

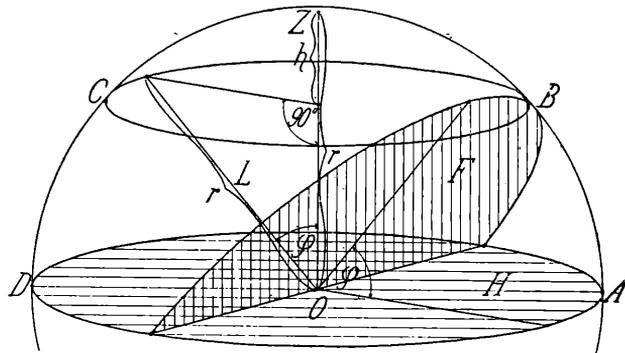


Fig. 16. Zur Bestimmung der Häufigkeit der einzelnen Fallwinkel in einem unendlich stark gestörten Gebiet. (Vgl. Text.)

Nach dieser Formel können wir uns unter Zugrundelegung des oben gewählten Klassenspielraumes von 10° eine kleine Tabelle der Häufigkeit der einzelnen Neigungswinkel in einem unendlich gestörten Gebiet machen:

$$W_{0^{\circ}-10^{\circ}} = \frac{1}{2}(\cos 0^{\circ} - \cos 10^{\circ}) = \frac{1}{2}(1 - 0.9848) = \frac{1}{2} \cdot 0.0152 = 0.0076$$

$$W_{10^{\circ}-20^{\circ}} = \frac{1}{2}(\cos 10^{\circ} - \cos 20^{\circ}) = \frac{1}{2}(0.9848 - 0.9397) = \frac{1}{2} \cdot 0.0451 = 0.0226$$

usw. Die ganze Tabelle ist natürlich symmetrisch in Bezug auf 90°. Auch die Winkel größer als 90° liefern positive Werte von W, z. B.:

$$W_{160^{\circ}-170^{\circ}} = \frac{1}{2}(\cos 160^{\circ} - \cos 170^{\circ}) = \frac{1}{2}[-0.9397 - (-0.9848)] = \frac{1}{2}(0.9848 - 0.9397) = 0.0226.$$

Auf 1000 Messungen bezogen ergibt sich folgende Reihe:

Tabelle 3.

0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
7	23	37	50	62	71	79	84	87	87	84	79	71	62	50	37	23	7	

Graphisch dargestellt sieht die Häufigkeitskurve der Fallwinkel in einem unendlich gestörten Gebiet so wie Figur 17 zeigt aus:

Diese Kurve ist ihrer Natur nach nichts anderes, als ein Stück einer Sinuslinie³⁾. Fassen wir sie aber für

³⁾ Man kann sie sich entstanden denken durch Überlagerung zweier Cosinuslinien von gleicher Wellenlänge und Wellenhöhe, aber um 170° verschiedener Phase.

Dieser Fall wäre etwa in einem zusammengerollten Teppich annähernd verwirklicht. Ob er vielleicht in sehr stark gefalteten Schiefergebirgen vorkommt, das zu beurteilen fehlen mir gegenwärtig die Daten.

Durch eine ganz analoge Überlegung, wie die oben S. 102 angewandte, läßt sich die Frage beantworten, welchen Wert das mittlere Einfallen in einem allseits unendlich gestörten Gebiet annimmt, wenn normale und inverse Lagerung nicht unterschieden werden kann, die Fallwinkel also nur bis 90° gezählt werden (vgl. Textfig. 16). Zu beachten ist nur, daß die Anzahl der möglichen Fälle jetzt nur der Fläche der Halbkugel proportional ist, weil Neigungswinkel der Schichtflächen über 90° und daher auch gegen unten gerichtete Lote nicht vorkommen. Wir haben also jetzt:

$$W_{o-\varphi} = \text{Fläche der Kalotte } BZC \quad \text{Fläche der Halbkugel } ABZCD = 2r\pi h \quad 2r^2\pi = h \quad r = \\ = (r - r \cos \varphi) \quad r = 1 - \cos \varphi.$$

Das mittlere Einfallen beträgt unter dieser Annahme etwa $57^\circ 10'$, nicht — wie man vielleicht hätte vermuten können — 45° . Den letzteren Wert würde es — wieder unter Voraussetzung der Nichterkennbarkeit

inverser Lagerung — annehmen, wenn die Störung nur in einem Sinne erfolgt wäre, so daß das Streichen überall gleich wäre.

Nach den bisher betrachteten rein theoretischen Fällen seien noch zwei weitere untersucht, die sich — wenn auch unter starker Schematisierung — der Wirklichkeit etwas näher anschließen. Ich wähle dazu die folgenden:

1. Eine stehende Falte die zur Fastebene denudiert ist. Querschnitt soll vollständig fehlen. Nehmen wir an, daß das Einfallen ganz gleichmäßig dicht im ganzen untersuchten Bereich

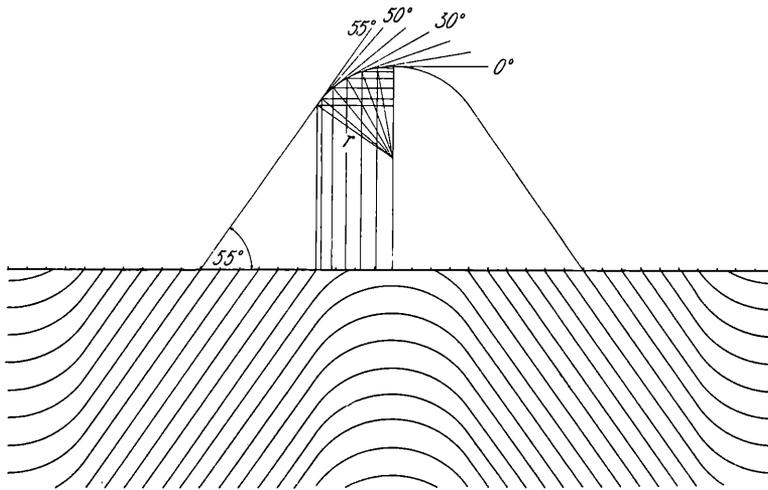


Fig. 18. Querschnitt durch eine eingebnete stehende Falte, mit der Konstruktion der Fallzeihenhäufigkeiten.

gemessen wird, so werden die Häufigkeiten der einzelnen Fallzeihenklassen den Flächen, auf denen die betreffenden Neigungen herrschen, proportional sein. Geben wir ferner der Falte eine größere streichende Länge, als die des untersuchten Gebietes und lassen dieses ganz in der Falte liegen, so sind die genannten Flächen proportional den Strecken, auf denen das betreffende Einfallen längs eines beliebigen Querprofils durch die Falte herrscht. Wir können daher die Klassenzahlen aus der Betrachtung des Querschnittes der Falte ableiten. Natürlich hängt die Verteilung der Varianten in erster Linie von der genaueren Form ab, die wir der Falte geben wollen. Man könnte dafür irgendeine regelmäßige Wellenlinie, etwa eine Sinuslinie, annehmen. Man wird jedoch der Wirklichkeit näher kommen, wenn man die Flanken der Falte eben zeichnet und sie durch eine eher knappe Umbiegung ineinander übergehen läßt. Für diese Umbiegung habe ich zur Vereinfachung der Rechnung die Form eines Kreiszyklinders eingenommen, die in der Wirklichkeit allerdings kaum vorkommt. Von wesentlichem Einfluß auf die Form der Fallwinkel-Häufigkeitskurve ist das Verhältnis des Durchmessers dieses Zylinders zur Länge der ebenen Flanken, sowie die Neigung der letzteren. Die Linie, die wir erhalten, wird von den empirisch gewonnenen Kurven sicher stark abweichen. Sie wird uns aber doch gewisse Aufschlüsse über die Verteilung der Fallzeihen in einem regelmäßigen Faltenland geben, ähnlich wie eine Karikatur eine gewisse Vorstellung von ihrem Gegenstand vermittelt, ja bestimmte Eigenschaften an ihm sogar besonders deutlich macht.

Wegen der Symmetrieverhältnisse genügt es, ein Viertel der ganzen Falte zu untersuchen. Dieses Stück war auf meiner Originalzeichnung gerade 10 *cm* lang. Davon kamen 6 *cm* auf die Region des ebenen Falten-schenkels, 4 *cm* auf das Gewölbe. Die Neigung des Schenkels wurde mit 55° angenommen. Die Längen der Stücke, auf denen eine zwischen bestimmten Grenzen eingeschlossene Neigung herrscht, lassen sich danach leicht berechnen. Wie aus der Zeichnung hervorgeht, ist nämlich die Formel für die Länge der Horizontalprojektion jenes Bogenstückes, daß die Neigungswinkel zwischen α und β enthält

$$P_{\alpha-\beta} = r \sin \beta - r \sin \alpha$$

r war in der Originalzeichnung gleich $\frac{40}{\sin 55^\circ} \text{ mm} = 48.84 \text{ mm}$. Daraus ergibt sich:

$$P_{0^\circ-10^\circ} = r \sin 10^\circ - 0 = 8.5 \text{ mm}$$

$$P_{10^\circ-20^\circ} = r \sin 20^\circ - r \sin 10^\circ = 16.7 - 8.5 = 8.2 \text{ mm}$$

usw.

$$P_{40^\circ-50^\circ} = r \sin 50^\circ - r \sin 40^\circ = 6.0 \text{ mm}.$$

$$P_{50^\circ-60^\circ} = r \sin 55^\circ - r \sin 50^\circ + \frac{1}{2} \text{ Projektion des ebenen Mittelschenkels} = 40 - 37.3 + 60 = 62.7 \text{ mm}.$$

Diese ganze Aufstellung wiederholt sich in der Falte viermal. Nehmen wir an, daß auf jedem in der Zeichnung 1 *cm* breiten, der Faltenachse parallelen Geländestreifen 25, im ganzen also 1000 Messungen vorgenommen wurden, so ergibt sich für die Verteilung der Neigungswinkel folgende Reihe:

Tabelle 5.

0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
85	82	77	69	60	627	

Am deutlichsten wird die eigentümliche Verteilung der Fallwinkel wieder aus der graphischen Darstellung. Es wäre hier wohl nicht richtig, die Mitten der einzelnen Stufen der Treppenkurve miteinander durch Gerade zu verbinden, wie man dies bei empirischen Kurven meist zu tun pflegt. Denn die Häufigkeit der Neigungswinkel nimmt ja augenscheinlich über 50° hinaus noch ab, um bei 55°, wo der zylindrisch gebogene Teil der Schichten in den ebenen übergeht, plötzlich hinaufzuzuschnellen. Der Umstand, daß in unserem Beispiel der linke Teil der Kurve gegen rechts fällt, beruht darauf, daß wir dem Scheitel der Falte einen kreisbogenförmigen Querschnitt gegeben haben. Bei Wahl einer anderen Querschnittsform, deren Krümmung keine gleichbleibende wäre, sondern von den flachen Flanken bis zum höchsten Punkt des Scheitels in einem gewissen Grad zunähme (was wohl auch der Wirklichkeit näher käme), wäre es leicht zu erreichen gewesen, daß die ganze Kurve gegen rechts steigt. Solange aber an der Annahme ebener Flanken festgehalten wird, wird die Kurve stets geknickt sein, obwohl diese Knickung bei geringer Höhe der Flanken und entsprechend weiten Klassenspielflächen nicht immer so deutlich hervortreten wird, wie in unserem Beispiel. Das Maximum der gezeichneten Kurve liegt ganz an einem Ende. Sie ist also ausgesprochen einseitig. Diese Eigenschaft wäre am einfachsten dadurch zu beseitigen, daß wir die Schenkel der Falte teilweise konkav machen. Dadurch würden sich Neigungswinkel ergeben, die größer als der auf den ebenen Teilen der Flanke herrschende wären und es würde rechts neben dem Scheitel der Kurve noch ein Stück mit geringeren Klassenzahlen angeschaltet. Charakteristisch ist endlich das plötzliche Abbrechen der Kurve nach links, wo die letzte Klasse eine verhältnismäßig große Individuenzahl hat. Wir werden dieses Verhalten auch bei empirischen Kurven wiederfinden. Es muß überall dort auftreten, wo infolge eines nicht sehr hohen mittleren Einfallens und einer nicht zu kleinen Streuung eine erhebliche Anzahl von Fallzeichen in der an 0 grenzenden Klasse liegt. Denn da nach der Art der Zusammenstellung des

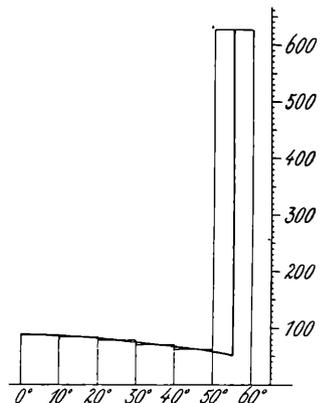


Fig. 19. Graphische Darstellung der Verteilung der Fallwinkel in einer eingeebneten stehenden Falte, auf 1000 Messungen bezogen.

Materials, bei der nur der Fallwinkel, aber nicht die Fallrichtung berücksichtigt wurde, negative Winkel nicht vorkommen können, muß die Kurve dann nach links abbrechen. Daß die betrachtete Kurve geknickt ist und zum Teil ganz senkrecht verläuft, wie dies bei empirischen Reihen von Klassenvarianten in ähnlicher Weise wohl nie vorkommt, übrigens auch kaum festgestellt werden könnte, beruht natürlich darauf, daß sie das Verhalten eines Merkmales darstellt, das in unserem schematischen Beispiel nicht, wie bei jeder wirklichen Variabilität, durch zahlreiche kleine Einflüsse bestimmt wird, sondern ganz streng einer mathematischen Annahme folgt. Man kann hier wohl von einer Häufigkeitskurve, aber nicht von einer Variabilitätskurve sprechen. Bei wirklichen tektonischen Objekten kommt eine solche mathematische Gesetzmäßigkeit selbstverständlich ebensowenig vor, wie bei irgendwelchen anderen Naturgegenständen. Insbesondere werden verschiedene Querprofile nicht — wie in unserem Beispiel angenommen wurde — vollständig miteinander übereinstimmen, sondern sogar beträchtlich verschieden sein. Die abnorme Gestalt der Kurve hängt also nicht etwa wesentlich mit der Anwendung der Variabilitätsstatistik auf die Tektonik zusammen. Es wäre natürlich ganz gut möglich, trotz der dargelegten Abnormitäten der aufgestellten Reihe auf sie die verschiedenen Berechnungsmethoden

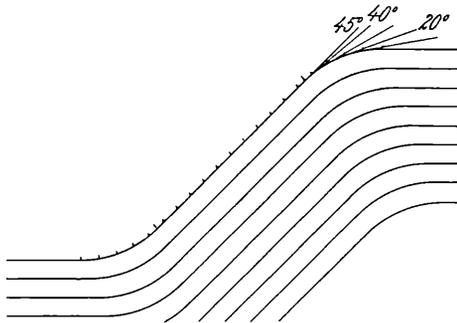


Fig. 20. Querschnitt durch eine Kniefalte, zur Entnahme der Fallwinkelhäufigkeiten.

der Statistik anzuwenden. Man würde eine starke Schiefe und einen bedeutenden positiven Exzeß erwarten. (Vgl. jedoch das Ergebnis der Rechnung beim nächsten Beispiel.) Um aber diese einleitenden Betrachtungen nicht allzulang auszudehnen, will ich gleich zum nächsten und letzten theoretischen Beispiel übergehen und lieber an diesem einige Berechnungen vornehmen.

2. Wir betrachten zuletzt noch eine Kniefalte, deren Mittelschenkel mit 45° geneigt ist und deren beide Stirnen wieder kreisbogenförmigen Querschnitt haben. Die Falte soll aber diesmal nicht eingeebnet, sondern vielmehr durch die Erosion herausmodelliert sein. Vgl. Fig. 20.

Die Formel für die Strecke, auf der im Gebiet der Stirnwölbungen ein Einfallen zwischen α und β herrscht, ist in diesem Fall

$$P_{\alpha-\beta} = 2 r \pi : \frac{360}{\beta-\alpha}.$$

Da in dieser Formel die Differenz der Winkel selbst, nicht die von trigonometrischen Funktionen vorkommt, ergibt sich — wie übrigens auch aus der Betrachtung der Figur — daß bei gleichbleibendem Klassenspielraum innerhalb der Stirnwölbung alle Klassen von Fallwinkeln gleich häufig vertreten sind. Wir berücksichtigen zunächst wieder nur die Hälfte der Flexur, vom Beginn der Stirnwölbung bis zur Mitte des Mittelschenkels.

$$P_{0^\circ-10^\circ} = 2 r \pi \frac{360}{10-0} = \frac{r \pi}{18}$$

$$P_{10^\circ-20^\circ} = 2 r \pi : \frac{360}{20-10} = \frac{r \pi}{18}$$

usw.

$$P_{40^\circ-50^\circ} = 2 r \pi : \frac{360}{45-40} + \frac{1}{2} \text{ Länge des ebenen Mittelschenkels} = \frac{r \pi}{36} + \frac{1}{2} \text{ Länge des Mittel-}$$

schenkels.

In der Zeichnung wurde der ganze Mittelschenkel 110 mm lang gewählt und r wurde der Einfachheit halber so bemessen, daß der Bogen von 10° gerade 10 mm lang ist. Nehmen wir wieder an, daß im ganzen 1000

Messungen ausgeführt wurden, daß also auf jeden in der Figur 10 mm breiten Streifen 50 Messungen kamen, so erhalten wir folgende Reihe:

Tabelle 6.

0°	10°	20°	30°	40°	50°
100	100	100	100	600	

Man bemerkt, daß der linke Teil der Kurve hier im Gegensatz zum vorigen Beispiel vollständig horizontal ist. Dies ist jedoch nur eine Folge der verschiedenen Annahmen über die Lage der Terrainoberfläche. Wäre diese die Gleiche, so wäre die Form der Kurve in beiden Fällen ganz übereinstimmend, denn wenn man nur die geneigten Schichtpartien in Betracht zieht und von dem Verhalten der Umgebung absieht, ist ja eine Kniefalte nichts anderes, als eine halbe stehende Falte.

Es würde uns zu weit führen, den Einfluß, den die Lage der Erosionsoberfläche zu den Schichtflächen auf die Häufigkeit der verschiedenen Fallwinkel hat, genauer zu verfolgen. In den meisten Fällen wird er die Gestalt der Häufigkeitskurve nicht wesentlich verändern. Würde ja auch der Unterschied zwischen den Kurven Fig. 19 und 21 in der Natur durch die auftretenden Unregelmäßigkeiten stark verwischt. Bei der vorher betrachteten stehenden Falte wird durch die Einebnung die Individuenzahl in den höchsten Klassen gegenüber den niedrigeren etwas herabgesetzt. Denn bei der Projizierung in eine horizontale

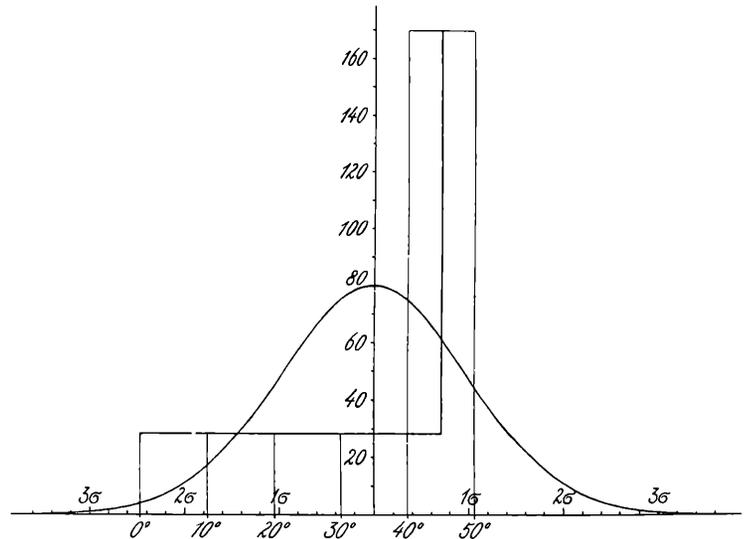


Fig. 21. Graphische Darstellung der Verteilung der Fallwinkel in einer Kniefalte, wenn eine Schichtfläche die Geländeoberfläche bildet, unter Beifügung der idealen Variabilitätskurve mit derselben Streuung.

Ebene werden natürlich die am stärksten geneigten Strecken am meisten verkürzt, wie aus einer Betrachtung der Fig. 18 sogleich einleuchtet. In manchen Fällen spielt die Lage der Erosionsoberfläche allerdings eine große Rolle, so beispielsweise bei einer Flexur mit hohem, aber stark verdünntem Mittelschenkel (vgl. etwa Textfig. 7, Profil III und IV). Folgt das Gelände hier der tektonischen Form, so ist die Fläche, auf der die steilen Neigungswinkel beobachtet werden, vielmals größer, als wenn der Mittelschenkel horizontal durchschnitten ist. Zwischen der Lavarone- und der Sieben Gemeindenflexur dürfte in Bezug auf die Lage der Erosionsoberfläche kein solcher Unterschied bestehen, der eine merkliche Verschiebung des Mittelwertes der Fallwinkel hervorbrächte. In beiden Fällen senkt sich das Gelände mit der Flexur, aber im ganzen etwas weniger steil als diese. Auch sind die Mittelschenkel nur wenig verdünnt.

Des Vergleiches mit den weiter unten folgenden empirischen Fällen halber wurden für das gegenwärtig besprochene schematische Beispiel die charakteristischen Zahlenwerte der Fallwinkelreihe abgeleitet. Sie sind:

$$\begin{aligned}
 M &= 35^\circ & S &= -1.06 \\
 \sigma &= 14^\circ 8' & E &= -0.4 \\
 v &= 40.406
 \end{aligned}$$

Die relativ geringe Schiefe und besonders der negative Exzeß sind jedenfalls auffallend und wären ohne Rechnung kaum zu vermuten gewesen. Ihre Ursache liegt offenbar in dem Fehlen extremer Ausläufer der Kurve, die besonders für das Zustandekommen eines positiven Exzesses wesentlich sind. Denn eine exzessive

Kurve zeichnet sich ja dadurch aus, daß eine übermäßig große Zahl vom Mittelwert stark abweichender, aber individuenarmer Klassen entwickelt ist. Bei unserer Kurve trifft gerade das Gegenteil zu. Übrigens ergibt die Rechnung, daß — wie zu erwarten — der Exzeß bald positiv wird, wenn man die Länge des Mittelschenkels zunehmen läßt. (Der Exzeß O tritt bei einer Länge von ungefähr 13 Einheiten ein⁴). Auch die Schiefe nimmt dabei dem absoluten Wert nach zu, bleibt aber natürlich negativ.

Es wäre verlockend, noch auf weitere schematische Beispiele, wie isoklinale, schiefe Falten mit dem mittleren Fallen von 90° , überkippte Flexuren usw. einzugehen, doch liegen diese Fälle wohl zu weit ab von den Verhältnissen, wie sie in dem von mir untersuchten Teil der Lessinischen Alpen wirklich vorkommen. Abschließend möchte ich nur noch einmal betonen, daß die bis jetzt besprochenen Reihen keine Variabilitätsreihen waren. Denn sie behandelten nicht zufällige Abweichungen von einem typischen Wert, sondern vielmehr eine typische Anordnung der Fallwinkel unter Ausschaltung des Zufalles. Die besprochenen Reihen wären nicht der fluktuierenden Variation in einem genotypisch einheitlichen Material von Lebewesen zu vergleichen, sondern einer Reihe, die man erhielte, wenn man ein aus mehreren Genotypen in bestimmter Weise gemischtes Material in Bezug auf ein Merkmal gruppierte, das bei jedem einzelnen Genotypus ganz konstant und ohne Variabilität, bei den verschiedenen Genotypen aber verschieden wäre.

Nun wenden wir uns den beiden zu prüfenden empirischen Fällen zu. Sie wären einem genotypisch gemischten, außerdem aber innerhalb jedes Genotypus fluktuierend variierenden Organismenmaterial zu

⁴) Für den Fall, daß sich etwa jemand für die Art der Ermittlung dieser Länge interessiert, sei der von mir gewählte Gang der Rechnung hier anmerkungsweise mitgeteilt, wobei jedoch einiges erst weiter unten Gesagte vorausgesetzt werden muß. Wenn wir die Gestalt der Stirnwölbungen und die Gesamtzahl der Messungen unverändert lassen, muß sich mit der Verlängerung des Mittelschenkels die Anzahl von Fallzeichen auf der Flächeneinheit und daher auch die der Fallzeichen in den niedrigeren Klassen verringern, während die in der höchsten Klasse steigt. Bezeichnen wir mit x die Zahl der Messungen in einer der den Stirnwölbungen angehörigen niedrigeren Fallwinkelklassen, so erhalten wir folgende allgemeine Reihe für die Häufigkeit der einzelnen Fallwinkel:

$$\begin{array}{cccccc} 0^\circ & 10^\circ & 20^\circ & 30^\circ & 40^\circ & 50^\circ \\ & x & | & | & x & | & 1000-4x \end{array}$$

Wählen wir nun die Mitte der höchsten Klasse als Ausgangswert A (vgl. unter S. 109), so ergibt sich folgende Tabelle für die Berechnung von E :

p	a	a^2	a^3	a^4
$1000-4x$	0	0	0	0
	1	1	1	1
	2	4	8	16
	3	9	27	81
x	4	16	64	256
	10	30	100	354

Da alle p , die in die weitere Rechnung eingehen, gleich sind, kann man sie aus sämtlichen Summen der weiter unten vorgeführten Formel für E herausheben.

Also z. B.:

$$\sum p a = x. \quad \sum a = 10x \text{ usw.}$$

Auf diese Art bekommt man für E den Ausdruck

$$E = (0.354 - 0.004x + 0.000018x^2 - 0.00000003x^3) : (0.0009x - 0.000006x^2 + 0.00000001x^3) - 3$$

Löst man diese Gleichung nach x auf, so erhält man den Näherungswert $x = 91$. Das ist also die Zahl der Fallzeichen in zwei Terraintreifen von der Breite 1, die zusammen ja die Fallwinkel einer Klasse der beiden Stirnregionen liefern. Die Anzahl der Flächeneinheiten der ganzen Flexur ist also $1000 : \frac{91}{2} = 22$. Davon entfallen wie früher 9 auf die Stirnwölbungen, es bleiben daher für den Mittelschenkel 13. Natürlich ließe sich dasselbe Ergebnis auch auf anderen Wegen gewinnen.

vergleichen, vertreten also im Prinzip gerade denselben Fall, wie die in der Natur vorkommenden Arten. Die Art der Rechnung soll zur Festlegung der Methode hier einmal ganz ausführlich wiedergegeben werden, während später von ihr nur so viel mitgeteilt wird, als zur Kontrolle der Resultate notwendig ist.

a) Die Lavaroneflexur.

Die richtige Abgrenzung ist bei dieser Flexur schwieriger als bei den anderen. Nächst Calliano treten fast nur westliche Fallzeichen auf. Ich habe dieses Gebiet deshalb ganz weggelassen. Dagegen habe ich die kleinen Falten bei Gionghi noch als zur Flexur gehörig betrachtet. Von dem Hauptabfall des Cimone sind sie allerdings durch eine größere Zone fast horizontal gelagerter Schichten getrennt. (Vgl. Fig. 4.) Das Ostende der Flexur nahm ich in Übereinstimmung mit den Ausführungen S. 18 und 47 beim Paradisobruch an.

In meinen Notizen finden sich begreiflicherweise relativ viele Fallwinkel verzeichnet, die gerade auf die Klassengrenzen (10° , 20° usw.) fallen. Denn bei ihrer Natur nach wenig genauen Messungen hat wohl jeder Beobachter eine Neigung zur Annahme runder Zahlen. Es schien das sachgemäßeste, diese gerade auf die Klassengrenze fallenden Varianten in jeder der beiden benachbarten Klassen als je $\frac{1}{2}$ Individuum zu zählen. Dadurch ergaben sich aber natürlich teilweise Klassensummen mit halben Individuen und zwar im ganzen sechs. Um diese Brüche nicht mitzuschleppen, wurden sie teils auf- teils abgerundet, so daß die Gesamtzahl der Varianten unverändert blieb, wobei auf eine Ausgleichung der Form der Kurve so weit wie möglich Rücksicht genommen wurde. Der ganze, für das Resultat bedeutungslose Vorgang ist aus der nachstehenden Tabelle ersichtlich:

Tabelle 7.

Klassengrenzen	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°																		
Ursprüngliche Zählung	17	13	9	26	20	17	21	13	9	13	4	6	10	4	6	1	4	2	3	1	1	1	1	0	1	0	1	1	0	0	2	0	1	0	0	0	
Nicht ausgeglichene Reihe	34.5	40.5	37.5	28	19.5	13	12	6	5.5	3	2	1	1	1	2	0.5	2	1	0																		
Ausgeglichene Reihe	34	41	37	28	20	13	12	6	5	3	2	1	1	2	1	2	1	1																			
Aufzählung	34			75	112	140	160	173	185	191	196	199	201	202	203	205	206	208	209																		
	$Sp = 10^\circ$						$n = 209$						$A = 35^\circ$																								

Tabelle 8.

$p +$	$p -$		Diff. p	a^3	$pa +$	$pa -$	$pa^3 +$	$pa^3 -$		Summ. p	a^4	pa^2	pa^4
28		0	28	0	0		0		0	28	0	0	0
20	37	1	-17	1		17		17	1	57	1	57	57
13	41		-28	8		56		224	4	54	16	216	864
12	34	3	-22	27		66		594	9	46	81	414	3726
6		4	6	64	24		348		16	6	256	96	1536
5		5	5	125	25		625		25	5	625	125	3125
3		6	3	216	18		648		36	3	1296	108	3888
2		7	2	343	14		686		49	2	2401	98	4802
1		8	1	512	8		512		64	1	4096	64	4096
1		9	1	729	9		729		81	1	6561	81	6561
2		10		1000	20		2000	100			10000	200	20000
1		11	1	1331	11		1331	121	1		14641	121	14641
2		12	2	1728	24		3456	144	2		20736	288	41472
1		13	1	2197	13		2197	169	1		28561	169	28561
					166	139	12568	835				2037	133319
					-139		-835						
					27		11733						

$$b = \frac{\sum p a}{n} = \frac{27}{209} = 0.1291 \quad (\log b = \bar{1}.11093)^5)$$

$$B = b \cdot Sp = 1.291$$

$$M = A + B = 36.291^0 = \mathbf{36^0 17'}$$

$$\frac{\sum p a^2}{n} = \frac{2037}{209} = 9.746$$

$$\zeta^2 = \frac{\sum p a^2}{n} - b^2 = 9.746 - 0.017 = 9.729$$

$$\zeta = \sqrt{9.729} = 3.1191 \quad (\log \zeta = 0.49404)^5)$$

$$\sigma = \zeta \cdot Sp = 31.191 = \mathbf{31^0 11'}$$

$$v = \frac{100 \sigma}{M} = \frac{3119.1}{36.291} = \mathbf{85.950}$$

$$m = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} = \frac{31.191}{\sqrt{209}} = 2.158 = \mathbf{2^0 10'}$$

$$S = \left(\frac{\sum p a^3}{n} - 3 b \frac{\sum p a^2}{n} + 2 b^3 \right) : \zeta^3$$

$$\frac{\sum p a^3}{n} = \frac{11733}{209} = 56.144$$

$$2 b^3 = \frac{0.004}{56.148}$$

$$- 3 b \frac{\sum p a^2}{n} = \frac{- 3.775}{52.373}$$

$$S = \frac{52.373}{\zeta^3} = \mathbf{1.726}$$

$$E = \left(\frac{\sum p a^4}{n} - 4 b \frac{\sum p a^3}{n} + 6 b^2 \frac{\sum p a^2}{n} - 3 b^4 \right) \zeta^4 - 3$$

$$4 b \frac{\sum p a^3}{n} = 28.993$$

$$3 b^4 = \frac{0.001}{28.994}$$

$$\frac{\sum p a^4}{n} = \frac{133319}{209} = 637.890$$

$$6 b^2 \frac{\sum p a^2}{n} = \frac{0.975}{638.865}$$

$$- 28.994$$

$$609.871$$

$$E = \frac{609.871}{\zeta^4} - 3 = 6.4424 - 3 = \mathbf{3.442}$$

⁵⁾ Es empfiehlt sich, die Logarithmen von b und ζ die man wiederholt braucht, gleich vorzumerken.

Die verwendeten Formeln sind durchwegs aus Johannsen entnommen, auf den ich für ihre Ableitung und nähere Erklärung verweise. Die wiedergegebene Anordnung der Rechnung hat sich mir im Laufe der praktischen Arbeit allmählich entwickelt und ich halte sie für recht übersichtlich und nützlich zur Vermeidung von Versehen. Übrigens wurden alle Resultate der Kontrolle halber noch mit einem zweiten Ausgangswert berechnet.

Was beim Vergleich dieser Reihe mit dem oben besprochenen Schema einer Kniefalte vor allem auffällt, ist der Umstand, daß sie eine positive Schiefeitsziffer hat, während diese beim Schema — wie wir sahen — unter allen Annahmen negativ sein muß. Der Scheitel der Kurve liegt nicht an ihrem rechten, sondern vielmehr ganz nahe ihrem linken Ende, weit links vom Mittelwert. Dieser linke Teil der Kurve entspricht offenbar nicht nur den beiden Stirnwölbungen, sondern auch jenen ausgedehnten Teilen des Mittelschenkels, die nur eine geringe Neigung haben. Nach rechts senkt sich die Kurve zuerst rasch. Hier liegen die Fallzeichen aus jenen Querschnitten, in denen der Mittelschenkel steiler geneigt ist. Dann folgt ein sehr lang ausgezogener niedriger Fußteil mit Fallwinkeln über 90°. Er entspricht den verschiedenen kleinen Überfalten, wie wir sie am Glockenstein, an der Kreuzleit usw. kennen gelernt haben. (Vgl. zu diesem ganzen Abschnitt die Profile 1 bis 4.) Infolge der starken Schiefeit der Kurve hat der Mittelwert nicht die Bedeutung eines typischen Wertes, in dem Sinn, daß er uns die im Mittelschenkel am öftesten beobachtete Neigung angäbe. Als ein solcher typischer Wert käme dagegen der Fußpunkt des Scheitels der Kurve oder die Mode in Betracht. Sie wurde nach der Näherungsformel von Pearson bestimmt:

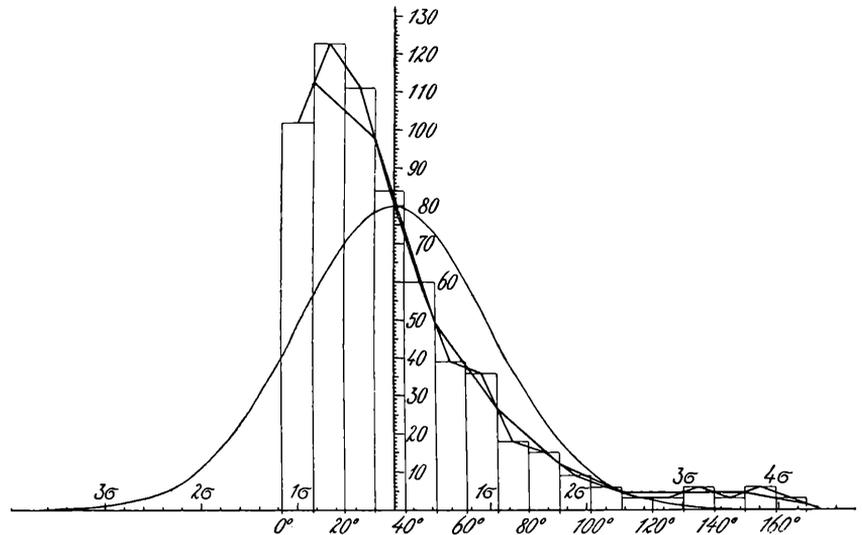


Fig. 22. Graphische Darstellung der Fallwinkelhäufigkeiten in der Lavaroneflexur, unter Beifügung der idealen Variabilitätskurve mit derselben Streuung. Die Doppellinie zeigt den viel regelmäßigeren Verlauf der Kurve, wenn man je zwei Klassen zu einer Doppelklasse zusammenzieht

$$Mo = 3 Med - 2 M$$

$$Med = 20 + 10 \frac{104 \cdot 5 - 75}{37} = 20 + 7 \cdot 973 = 27 \cdot 973^{\circ} = 27^{\circ} 58'$$

$$M = 36 \cdot 291^{\circ}$$

$$Mo = 83 \cdot 919 - 72 \cdot 582 = 11 \cdot 337^{\circ} = 11^{\circ} 20'$$

Einen etwas größeren Wert erhält man, wenn man in Anbetracht der ziemlich unregelmäßigen Gestalt der Kurve nur die drei zahlreichsten Klassen zur Berechnung verwendet. Diese verläuft dann so:

Tabelle 9.

0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
	34		41		37	
		34		75		112

$$\begin{aligned}
 n' &= 112 & A' &= 15^{\circ} \\
 b' &= \frac{37 - 34}{112} = 0.0268 & B' &= 0.268^{\circ} \\
 M' &= 15.268^{\circ} \\
 Med' &= 10 + 10 \cdot \frac{56 - 34}{41} = 15.37^{\circ} \\
 Mo' &= 3 Med' - 2 M' = 46.11 - 30.54 = 15.57^{\circ} = 15^{\circ} 34'
 \end{aligned}$$

Der Scheitel der Kurve liegt also jedenfalls zwischen 10 und 20° und Winkel zwischen diesen Werten kommen im Mittelschenkel am häufigsten vor.

Die Streuung der Reihe und besonders der Variationskoeffizient v ist sehr groß. Deshalb ist auch der mittlere Fehler des Mittelwertes ziemlich bedeutend und M selbst daher nicht sehr genau, was für die uns beschäftigende Frage nach dem Verhältnis der beiden Flexuren besonders wichtig ist. Daß der Zahlenwert für den Exzeß trotz der starken Ausdehnung des Fußes der Kurve nicht sehr hoch ist, rührt offenbar von der großen Assymmetrie der Reihe her.

Die Tabelle, die graphische Darstellung und die rechnerische Auswertung geben uns also das deutliche Bild einer Region, in der geringe Neigungswinkel vorherrschen (niedriger Wert von Mo), starke Störungen mit weitgehender Überkippung der Schichten dagegen nur als Ausnahme vorkommen (positives E), wie dies ja vollständig den Profilen entspricht. Vgl. Textfig. 2 und 4. Während diese aber stets nur einzelne, mehr oder weniger willkürlich ausgewählte Querschnitte geben können, gestattet die statistische Behandlung, das ganze Gebiet der Flexur auf einmal zu überblicken.

b) Die Sieben Gemeindenflexur.

Sie läßt sich im allgemeinen viel leichter und genauer abgrenzen, als die Lavaroneflexur. Im O wurde noch der Osthang des M. Lisser, im W der der C. Asarea miteinbezogen. Dagegen wurden die stark gestörten Gebiete von Frizzone und des M. Seluggio ausgeschieden, da die dortigen sehr wechselnden Schichtaufrichtungen höchstens indirekt mit der Flexur zusammenhängen.

Tabelle 10.

Klassengrenzen	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°																		
Ursprüngliche Zählung	4	5	3	15	14	9	23	5	5	10	11	2	7	4	5	1	2	0	7	1	0	1	1	1	0	2	1	3	0	1	2	1	2	0	0	0	0
Nicht ausgeglichene Reihe.	10.5	23.5	27.5	19	18	11	10	4.5	4.5	4.5	1.5	1.5	2.5	3.5	2	3	1	0																			
Ausgeglichene Reihe	10	24	28	19	18	11	10	4	4	2	2	2	3	2	3	1	0																				
Aufzählung	10	34	62	81	99	110	120	125	129	133	135	137	139	142	144	147	148																				

$$\begin{aligned}
 M &= 46.959^{\circ} = 46^{\circ} 58' & m &= 3.029 = 3^{\circ} 2' \\
 \sigma &= 36.847^{\circ} = 36^{\circ} 51' & S &= 1.394 \\
 v &= 78.465 & E &= 1.415
 \end{aligned}$$

Für Mo erhält man aus der ganzen Reihe den Wert $15.04^{\circ} = 15^{\circ} 2'$. Dieser Wert ist augenscheinlich wesentlich zu klein. Besser ist — wie auch sonst oft bei stark schiefen Kurven — die Zahl, die man bei Berücksichtigung der drei individuenreichsten Klassen allein bekommt. Man findet dann

$$Mo = 23.73^{\circ} = 23^{\circ} 44'$$

Ein Vergleich der errechneten Werte und der Textfig. 22 und 23 zeigt sogleich, daß die beiden untersuchten Reihen einander außerordentlich ähnlich sind. Der Mittelwert liegt jedoch bei der zweiten merklich weiter rechts und im Zusammenhang damit ist die Schiefeitsziffer kleiner. Nach rechts reichen beide Kurven gleich

weit, nämlich bis 170° . Natürlich muß deshalb der Abstand der extremen Varianten vom Mittelwert bei der zweiten geringer sein. Da außerdem ihre Streuung etwas größer ist, erklärt sich ihr wesentlich geringerer Exzeß. Auch der Fußpunkt des Kurvenscheitels liegt bei der Sieben Gemeindenflexur weiter rechts, als bei der Lavaroneflexur. Für die Frage nach dem Intensitätsverhältnis der beiden Flexuren interessiert uns in erster Linie der Vergleich der beiden Mittelwerte und wir müssen prüfen, ob deren Unterschied verlässlich ein realer ist oder ob mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß er bei Vermehrung der Messungen das Vorzeichen geändert hätte. Ein Mittel zu dieser Prüfung liefern uns die mittleren Fehler der Mittelwerte.

Die Differenz der beiden Mittelwerte beträgt $10\cdot668^\circ$. Der mittlere Fehler dieser Differenz ist

$$M_{Diff} = \sqrt{m_1^2 + m_2^2} = \sqrt{9\cdot1748 + 4\cdot6570} = 3\cdot7195 \text{ oder rund } 3\cdot72.$$

Das mittlere Einfallen der Lavaroneflexur ist also um $10\cdot67^\circ \pm 3\cdot72^\circ$ kleiner, als das der Sieben Gemeindenflexur. Die Wahrscheinlichkeit, daß dieser Unterschied nur scheinbar und in Wirklichkeit die Lavaroneflexur die steilere ist, läßt sich nun aus der bei Johannsen, S. 74 abgedruckten Tabelle leicht entnehmen. Es ist in unserem Falle

$$\frac{D}{\sigma} = -\frac{10\cdot668}{3\cdot719} = -2\cdot8684.$$

Daher

$$w = \frac{5000 - 4979}{10000} = 0\cdot0021 \text{ oder } 0\cdot21\%,$$

d. h. es bestehen nur zwei pro Mille Wahrscheinlichkeit, daß, wenn wir statt wenige Hundert einige Millionen Messungen anstellen könnten, die Lavaroneflexur sich als die steilere erwiese. Es ist allerdings richtig, daß

die beiden Messungsreihen wahrscheinlich mit einem nicht geringen systematischen Fehler behaftet sind (vgl. S. 100, 155, 200), doch dürfte dies nicht gegen unser Ergebnis sprechen, da diese gleichbleibenden Fehlerquellen auf beide Reihen aller Vermutung nach in derselben Weise gewirkt haben. Es läßt sich also mit großer Sicherheit behaupten, daß die Schichtaufrichtung in der Sieben Gemeindenflexur tatsächlich stärker ist, als in der Lavaroneflexur. Und ich glaube kaum, daß diese Frage sich auf einem anderen als dem statistischen Weg mit einiger Sicherheit hätte entscheiden lassen.

Wir sehen, daß auch vom Standpunkt der Schichtneigung aus — ebenso wie vom Standpunkt der Sprunghöhe — von einer gleichmäßigen Abnahme der Bedeutung der Hauptflexuren gegen S nicht gesprochen werden kann. Vielmehr gewinnt man den Eindruck, daß stärker und schwächer entwickelte Flexuren ziemlich unregelmäßig verteilt sind. Nur im südwestlichsten Teil der Lessinischen Alpen wird man von einem Abklingen der Faltung mit Sicherheit sprechen können.

Im Anschluß an die Untersuchung der beiden großen Flexuren der nördlichen Lessinischen Alpen schien es nicht uninteressant, auch die Frage zu prüfen, wie sich die Verteilung der Fallwinkel in einem profilmäßig nicht gefalteten Gebiet gestaltet. Ich wähle als Beispiel den Geländeabschnitt, der durch folgende Punkte

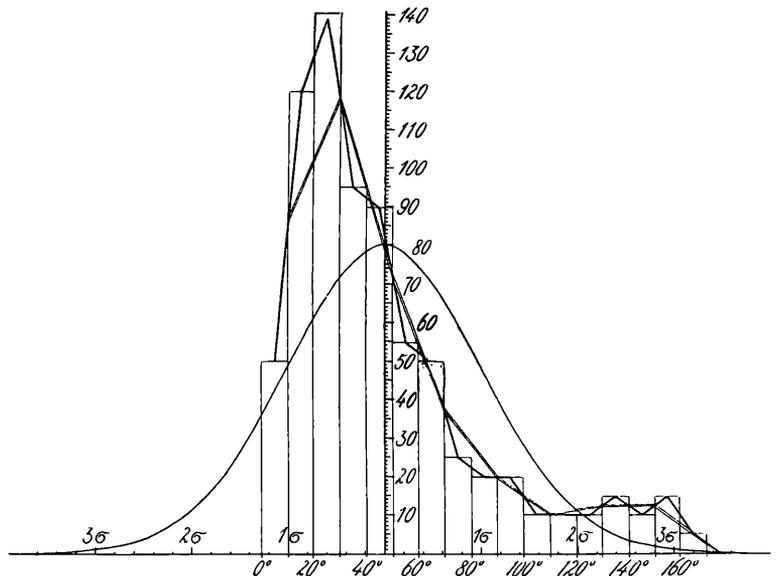


Fig. 23. Graphische Darstellung der Fallwinkelhäufigkeiten in der Sieben Gemeindenflexur, unter Beifügung der idealen Variabilitätskurve mit derselben Streuung. Die Doppellinie zeigt den Verlauf der empirischen Kurve, wenn man je zwei Klassen zu einer Doppelklasse zusammenzieht.

begrenzt wird: Pasubio — M. Spil — Pozza südöstlich Noriglio — Finocchio — Soglio d'Aspio südlich Las-tebasse — Campomolon — Cimone dei Laghi — Pasubio. Die Verteilung der Fallwinkel in dieser Region ist die folgende:

Tabelle 11.

Klassengrenzen	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°									
Ursprüngliche Zählung	33	15	26	17	9	4	5	2	5	1	2	0	2	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0
Nicht abgerundete Reihe	61	34·5	11	7	4·5	2	1	0·5	0·5	0	0	2	1										
Abgerundete Reihe	61	35	11	7	4	2	1	1	0	0	0	2	1										

$$M = 17^{\circ} 5' \pm 1^{\circ} 52'$$

$$\sigma = 20^{\circ} 52'$$

$$S = 3\cdot143$$

$$v = 122\cdot21$$

$$E = 11\cdot527$$

M_o aus den drei zahlreichsten Klassen = $5^{\circ} 39'$

Diese Fallwinkelkurve unterscheidet sich nicht wesentlich von der einer Flexur. Natürlich ist das mittlere

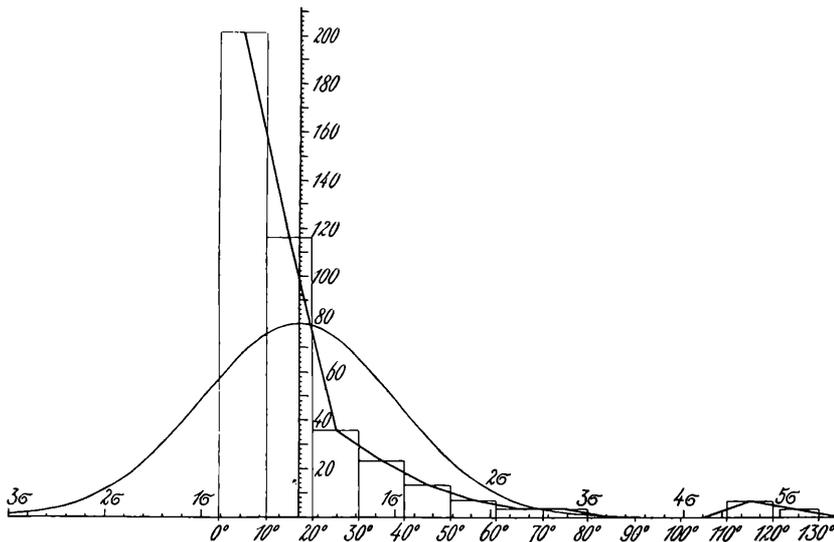


Fig. 24. Graphische Darstellung der Fallwinkelhäufigkeiten in der flachgelagerten Region Col Santo-Campomolon, unter Beifügung der idealen Variabilitätskurve mit derselben Streuung. Man beachte, daß die Ordinateneinheit hier kleiner als in Fig. 22 und 23 ist.

Einfallen geringer. Damit hängt offenbar die größere Schiefheitsziffer zusammen. Dagegen rührt der sehr bedeutende Exzeß ganz vorwiegend von den drei inversen Fallzeichen westlich Serrada her, die in der Kurve einen kleinen Nebengipfel bilden, der von der Hauptkurve durch eine breite Lücke getrennt ist. Wenn wir diese drei Varianten als gänzlich abweichend und wahrscheinlich mit dem östlichen Naukbruch zusammenhängend („grobe Fehler“ würde man in der Ausgleichsrechnung sagen) ausschalten, erhalten wir für E den Wert $4\cdot086$, also nur wenig

mehr als bei der Lavaroneflexur. Es ist überhaupt ganz interessant, daß die flache Lavaroneflexur vom statistischen Standpunkt aus in jeder Beziehung zwischen der steileren Sieben Gemeindenflexur und dem relativ ungefalteten Gebiet des Col Santo und Campomolon vermittelt, aber doch so, daß die beiden Flexuren einander deutlich näher stehen, als der flachliegenden Region. Aus der nachstehenden Übersicht geht dies ganz klar hervor:

Tabelle 12.

	M	m	σ	v	S	E	M_o
Sieben Gemeinden-Flexur	$46^{\circ} 58'$	$3^{\circ} 2'$	$36^{\circ} 51'$	78·46	1·394	1·415	$23^{\circ} 44'$
Lavarone-Flexur	$36^{\circ} 17'$	$2^{\circ} 10'$	$31^{\circ} 11'$	85·95	1·726	3·442	$15^{\circ} 34'$
Gebiet Col Santo-Campomolon	$17^{\circ} 5'$	$1^{\circ} 52'$	$20^{\circ} 52'$	122·21	3·143	11·527 (4·086)	$5^{\circ} 39'$

2. Die Richtung der Faltung.

In den bisherigen Auseinandersetzungen wurde davon abgesehen, daß jede Faltung nicht nur eine Größe, sondern auch eine Richtung hat. Da dies aber eine ihrer grundlegendsten Eigenschaften ist, mußten die Ergebnisse, die man ohne Rücksicht auf sie gewinnen kann, sehr unvollkommen sein, wie dies beispielsweise bei den Erörterungen über die Schiefe der Neigungswinkelkurve deutlich hervortrat. Es ist deshalb unerlässlich, jetzt unser Augenmerk der Richtung der Faltung zuzuwenden.

Der unmittelbare Weg, um sich über die Richtung, in der die Faltung in einem Gebiet gewirkt hat, Aufklärung zu verschaffen, ist die Bestimmung des Streichens und Fallens der Schichten. Es ist hier jedoch gewiß am Platz, darauf hinzuweisen, wie groß die Unregelmäßigkeit des Einfallens im einzelnen selbst in einer so einfach gebauten Region, wie wir sie in den Lessinischen Alpen zweifellos vor uns haben, ist. Als Beispiel dafür mögen die Kartenskizzen Fig. 25, 26 und 49 dienen. Die erste von ihnen zeigt einen Ausschnitt aus einem Gebiet ohne größere Falten, mit nur ganz lokalen Schichtverbiegungen. Die zweite bezieht sich auf eine ungefähr aufrechte Mulde, die dritte auf den überkippten Mittelschenkel einer Flexur samt dem südlich anschließenden, flach und tief liegenden Gebiet. Man vergleiche auch noch Textfig. 6 und Tafel 1, Fig. 1. Die Zeichnungen sollen zugleich eine Warnung gegen das Ableiten weitreichender tektonischer Schlüsse aus einzelnen Bestimmungen des Einfallens sein, wie es wohl hie und da geschieht.

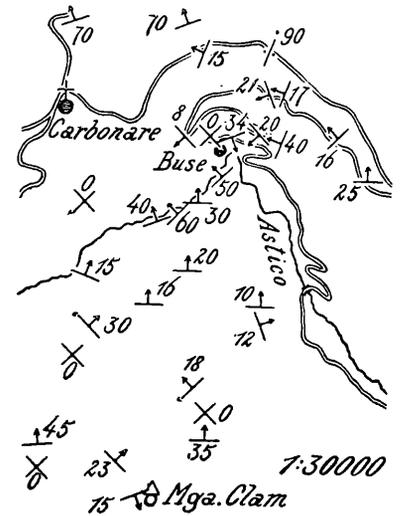


Fig. 25. Fallzeichenkarte der Umgebung von Buse am Astico.

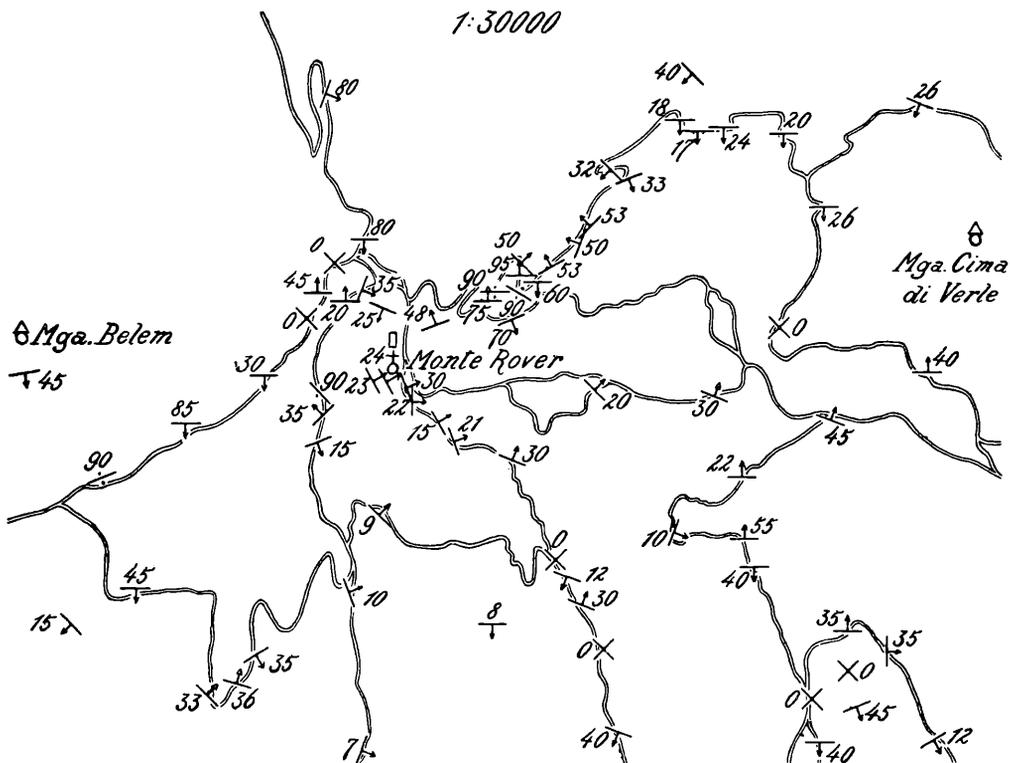


Fig. 26. Fallzeichenkarte der Umgebung von Monte Rover.

Es ist naheliegend, auch diese Unregelmäßigkeit durch eine statistische Behandlungsweise auszuschalten und es soll versucht werden, zu zeigen, wie man etwa dabei vorgehen könnte.

a) Grundlagen einer statistischen Behandlung der Fallzeichen.

Bei der geringen Genauigkeit, die der Bestimmung der Fallrichtung in der Regel anhaftet, wird es genügen, den Kreis hier nur in 16 Sektoren einzuteilen, deren Mitten durch die Richtungen N, NNO, NO, ONO, O usw. bezeichnet werden. Es ergeben sich so 16 Fallrichtungsklassen mit den eben angeführten Klassenmittelwerten. Man bezeichnet in der Nautik die Richtungen N, S, O und W als die Hauptweltgegenden oder kurz Hauptgegenden. Die Richtungen NO, SW, NW, SO werden erste Nebengegenden genannt. Ich werde sie als Nebengegenden oder Nebenrichtungen schlechtweg anführen. Die Richtungen NNO, SSW, ONO, WSW usw. heißen zweite Nebengegenden. Ich werde sie Zwischengegenden oder Zwischenrichtungen nennen. Die dritten Nebengegenden kommen für unseren Fall nicht in Betracht. Es ist jedoch klar, daß bei jeder zusammenfassenden Betrachtung der Fallzeichen nicht nur die Fallrichtung, sondern auch der Fallwinkel berücksichtigt werden muß. Denn wenn etwa auf einem Hang dreimal ein Einfallen von 10° W und dreimal ein solches von 60° S festgestellt wurde, so wird man daraus gewiß nicht schließen dürfen, daß das durchschnittliche Einfallen nach SW gerichtet ist. Wir müssen offenbar den steileren Neigungswinkeln einen größeren Einfluß auf das Endresultat, in diesem Falle die Bestimmung der mittleren Fallrichtung, einräumen, als den flacheren. Wir dürfen nicht alle Fallzeichen als 1 in ihre Richtungsklassen einsetzen, sondern müssen den größeren Winkeln ein höheres Gewicht geben, als den kleineren. Es fragt sich nun, wie dieses Gewicht zu ermitteln ist. Diese Frage ist für unsere ganze Untersuchung von grundsätzlicher Bedeutung. Sie läßt sich in allgemeiner Form auch so ausdrücken. Wie gewinnt man aus der Beobachtung der Fallrichtungen und Fallwinkel ein Maß für die Gefaltetheit eines Gebietes in den verschiedenen Richtungen? Es sei noch einmal betont, daß es sich uns zunächst nicht um ein Maß der faltenden Kräfte, sondern um eine Bestimmung der Intensität der Faltung, rein als Erscheinung betrachtet, handelt. Es soll also die Leistung der faltenden Kraft, nicht ihre Größe gemessen werden. Deshalb können die Prinzipien der Festigkeitslehre hier gänzlich außer Betracht bleiben. Dies um so mehr, als ja der unserer Beobachtung unmittelbar zugängliche Teil der Erdkruste sicher nicht der Sitz der faltenden Kräfte ist. Die Festigkeitsverhältnisse der oberflächlich sichtbaren Gesteine spielen nur für die Details der lokalen Tektonik, etwa für die Bewegungen von Schollen mit nur wenigen Hundert Metern Durchmesser, eine entscheidende Rolle. Für die größeren Züge des tektonischen Bildes ist die Verlagerung der oberflächlichen Gesteinsschichten sicher nichts anderes, als eine ganz passive Begleiterscheinung der Vorgänge in größerer Tiefe. Dort spielt sich die Auseinandersetzung zwischen den gebirgsbildenden Kräften und der Festigkeit der Lithosphäre ab. Die Formänderungen, die dabei die oberflächlichen Sedimentgesteine erfahren, verhalten sich dazu nicht anders, als die Bewegungen der Zunge einer Wage zur Belastung der Schalen. Sie ermöglichen ein relativ leichtes Ablesen der mechanischen Vorgänge, spielen aber in der Kausalkette des tektonischen Geschehens nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Die Veränderungen, die die ursprünglich horizontalen Schichten durch einen seitlichen Zusammenschub erfahren, lassen sich in dreierlei Weise ausdrücken:

1. Ihre Neigung, die zuerst O war, nimmt jetzt für jeden Punkt einen bestimmten Wert φ an.
2. Während sich vor der Faltung alle Teile derselben Schicht in der gleichen Höhe befanden, haben sie jetzt wechselnde vertikale Abstände voneinander resp. vom Meeresspiegel.
3. Die horizontale Entfernung der Teile einer Schicht ist verringert worden.

Jede dieser drei Veränderungen könnte als Maß für die Gefaltetheit herangezogen werden und es ist notwendig, sie auf ihre Eignung als solches zu prüfen. Zunächst ist die geometrische Seite der Frage näher zu erwägen. Was den Fall 1 betrifft, so dürfte die Behauptung wohl unwidersprochen bleiben, daß eine mit 60° geneigte Schichtfläche doppelt so stark von ihrer ursprünglichen Lage abweicht, als eine mit 30° geneigte. Hier ist also der Winkel φ selbst das Maß der Gefaltetheit an einer bestimmten Stelle. Etwas schwieriger sind die beiden anderen Fälle. Auf den ersten Blick schiene es sehr einleuchtend, als Maß der an einer Stelle

eingetretenen vertikalen Verschiebung die Steigung, d. h. also den Wert $tg \varphi$ zu verwenden. Bei der Durchführung ergibt sich aber rasch eine unüberwindliche Schwierigkeit. Es kommen nämlich gar nicht selten Schichten vor, die mit Rücksicht auf die erreichbare Messungsgenauigkeit als vertikal zu bezeichnen sind. Für $\varphi = 90^\circ$ wird aber $tg \varphi = \infty$. Nun ist es jedoch — wie auch aus den Ausführungen auf S. 101 hervorgeht — durchaus nicht annehmbar, die Störung, die zu einer einfachen senkrechten Schichtaufstellung geführt hat, schon als unendlich groß zu bezeichnen. Ganz allgemein gesprochen würde $tg \varphi$ als Maß der Faltung den Einfluß vereinzelter sehr steiler Fallwinkel unerträglich übertreiben. In der Tat beruht die scheinbare Eignung der Steigung als Maß der vertikalen Niveauverschiebung nur auf einem Denkfehler. Denn es ist klar, daß wir uns die Schichtfläche, an deren Schnittstelle mit der heutigen Erosionsoberfläche wir eine Neigung von 90° beobachten, nicht unbegrenzt mit der gleichen Richtung in die Erde hinein verlängert denken dürfen. Sie wird vielmehr in relativ geringer Tiefe schon eine andere, flachere Lagerung annehmen. Auf den richtigen Weg führt uns folgende Überlegung: Jedes Fallzeichen stellt uns die Lagerung innerhalb eines bestimmten, in der Regel nur kleinen Gesteinskörpers mit genügender Genauigkeit dar, außerhalb dessen die Schichtstellung eine andere ist und aus dem gemessenen Fallzeichen nicht entnommen werden kann. Wurden die Messungen des Einfallens etwa auf 1° genau durchgeführt, so ist der Geltungsbereich des einzelnen Fallzeichens gleich jenem zusammenhängenden Gesteinskörper, innerhalb dessen die Neigung weniger als $\frac{1}{2}^\circ$ von der gemessenen abweicht. (Von der Änderung der Fallrichtung kann hier abgesehen werden, weil diese meist viel weniger genau als der Fallwinkel angegeben ist.) Die Form dieses Gesteinskörpers werden wir uns im Durchschnitt vieler Fälle zentrisch symmetrisch, annähernd als ein Ellipsoid zu denken haben. Denn die Schichtneigung ändert sich vermutlich in den drei Richtungen des Streichens, des Fallens und senkrecht auf die Schichtfläche verschieden rasch, nach entgegengesetzten Seiten aber durchschnittlich gewiß gleich rasch. (Beobachtungen über die näheren Umstände dieser Änderung sind mir nicht bekannt.) Wir haben a priori keinen Grund, anzunehmen, daß Form und Größe dieses Gesteinskörpers von dem Fallwinkel φ abhängig sind. Deshalb dürfen wir die Größe des Gültigkeitsbereiches aller Fallzeichen eines kleineren Gebietes als gleich annehmen. Im besonderen können wir den Durchmesser des Geltungsraumes in der Richtung des Einfallens = 1 setzen. Dann sei die im Streichen gelegene Achse = a , die auf die Schichten senkrechte = b . Betrachten wir nun den Schnitt des gedachten Gesteinskörpers mit einer durch seinen Mittelpunkt gelegten, horizontalen Geländeoberfläche. Dieser Schnitt wird nach unseren Annahmen ungefähr die Gestalt einer Ellipse haben. Die dem Streichen parallele Achse dieser Kurve hat stets die Länge a . Der zum Streichen senkrechte Durchmesser dagegen — er sei x genannt — wird sich je nach der Neigung der Schichten bald mehr dem Wert 1, bald mehr dem Wert b nähern. Er ist also eine Funktion von φ . Deshalb darf er für verschiedene Fallwinkel nicht im Durchschnitt gleichgesetzt werden. Daraus geht wieder hervor, daß die Steigung kein geeignetes Maß der Faltung ist. Denn die durch ein Fallzeichen dargestellte Niveauverschiebung wäre dann = $x tg \varphi$. Da x von φ nicht unabhängig ist, dürfen wir es nicht = 1 setzen. Da wir aber b nicht kennen, können wir x auch nicht berechnen. Der richtige Weg zur Messung der Faltung nach der zweiten Methode ist vielmehr folgender (vgl. Textfig. 27): Wir fassen die oben = 1 gesetzte Achse des Geltungsraumes eines Fallzeichens als Hypotenuse eines rechtwinkligen Dreieckes auf, dessen beide Katheten horizontal und vertikal stehen. Die senkrechte Kathete ist dann gleich der vertikalen Verschiebung, über deren Betrag das

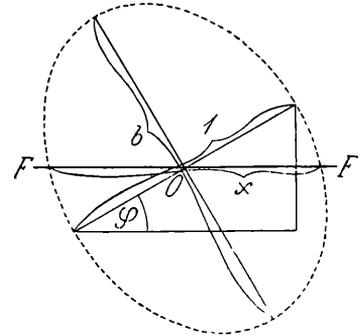


Fig. 27. Zur Frage der Messung der Gefaltetheit.

O = Ort des Fallzeichens.

F—F = Geländeoberfläche.

Punktierte Ellipse = Querschnitt des Geltungsbereiches des Fallzeichens.

1 = Durchmesser des Geltungsbereiches in der Richtung des Fallens.

b = Durchmesser senkrecht darauf.

x = Geltungserstreckung des Fallzeichens in der Geländeoberfläche, senkrecht zum Streichen.

φ = Fallwinkel.

Fallzeichen etwas aussagen kann. Sie ist $= \sin \varphi$. $\sin \varphi$ ist daher das Maß für die durch ein Fallzeichen repräsentierte vertikale Verschiebung.

Die Behandlung des dritten Falles ergibt sich aus dem bisher Gesagten von selbst. Die horizontale Kathete des rechtwinkligen Dreiecks, von dem wir eben sprachen, ist $= \cos \varphi$ und die Verkürzung, die die horizontale Ausdehnung einer Schicht von der Länge 1 durch die Aufrichtung auf φ° erfährt, ist daher $= 1 - \cos \varphi$.

Beobachten wir also an einer Stelle ein Einfallen mit der Neigung φ , so ist die Gefaltetheit dieser Stelle:

1. wenn wir als Maß der Faltung die Schichtaufrichtung selbst verwenden $= \varphi$;
2. wenn wir als Maß der Faltung die vertikale Verschiebung, die die Schichten erfahren haben, verwenden $= \sin \varphi$;

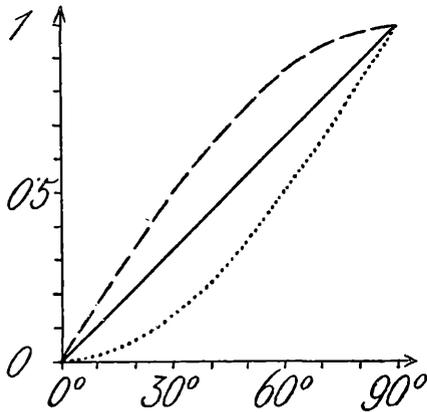


Fig. 28. Graphischer Vergleich der 3 Arten, die Gefaltetheit zu messen.

1. Voll ausgezogene Linie. Messung durch den Fallwinkel selbst. Die Wirkung eines Einfallens von 90° ist der Vergleichbarkeit halber $= 1$ gesetzt. Also $y = 90 x$.
2. Strichliert: Durch den Sinus des Fallwinkels, resp. die Vertikalverschiebung. $y = \sin x$.
3. Punktiert: Durch den horizontalen Zusammenschub. $y = 1 - \cos x$.

3. wenn wir als Maß der Faltung den horizontalen Zusammenschub der Schichten verwenden $= 1 - \cos \varphi$.

Um besser vergleichbare Werte zu bekommen, empfiehlt es sich, im Fall 1 nicht φ selbst, sondern $\varphi/90$ als Maß der Faltung zu nehmen. Die absolute Größe der Zahl φ hängt ja rein davon ab, in wie viel Grade der Kreis herkömmlichermaßen geteilt wird. Indem man den Winkel φ nicht in Graden, sondern in R ausdrückt, hat man den Vorteil, daß alle drei Maße für $\varphi = 90^\circ$ gleich 1 werden. Eine gute Übersicht des Verhaltens der drei Maße dürfte Textfig. 28 geben. Man sieht, daß Maß 2 für alle Werte zwischen 0° und 90° größer, Maß 3 aber kleiner als Maß 1 ist. Außerdem zeigt sich aber, daß das Sinusmaß zuerst rasch, dann langsam zunimmt, während das Cosinusmaß sich gerade umgekehrt verhält. Der Wert für $\varphi = 45^\circ$ liegt auf Kurve 2 über dem Mittel aller Werte, auf Kurve 3 unter dem Mittel. Im Vergleich zu Maß 1 bevorzugt deshalb Maß 2 den Einfluß der kleinen Winkel, Maß 3 aber den Einfluß der großen Winkel. (Vgl. unten S. 128.) Mit der Frage, welches der drei Maße das praktischste ist, werden wir uns sogleich weiter zu beschäftigen haben.

Bis jetzt wurde nur untersucht, was das einzelne Fallzeichen über die Gefaltetheit einer bestimmten kleinen Gesteinsmasse nach Richtung und Stärke aussagt. Für eine statistische Behandlung ist es aber notwendig, zu entscheiden, in welcher Weise sich aus der Gesamtheit aller Fallzeichen auf den Faltungszustand einer ganzen Berggruppe schließen läßt. Nehmen wir an, es wären in einer Berggruppe die zwei nach Richtung und Intensität bestimmten Faltungszustände A und B erkannt worden. Dann würde der Gesamtzustand des Berges offenbar davon abhängen, auf einem wie großen Teil seiner ganzen Fläche jeder der beiden Zustände herrscht. Die Verteilung der Messungen im Feld wird durch Ursachen bedingt, die von der Lagerung der Schichten zum großen Teil unabhängig sind, wie besonders die Verteilung der künstlichen Aufschlüsse, die Gangbarkeit des Terrains, die Deutlichkeit der Schichtung u. a. In erster Annäherung wird man deshalb annehmen dürfen, daß die Häufigkeit eines bestimmten Fallzeichens in den Aufnahmsnotizen der Fläche, auf der dieses bestimmte Einfallen herrscht, oder — was dasselbe ist — der Anzahl aller überhaupt möglichen gleichartigen Messungen proportional ist. Der Vorgang ist genau derselbe, wie wenn ich aus der Messung von 1000 Bohnen auf die Beschaffenheit einer ganzen Bohnenrasse schließe, wobei auch vorausgesetzt wird, daß die gemessenen Individuen nicht etwa mit Rücksicht auf ihre Größe oder auf Umstände, die damit in Korrelation stehen, herausgesucht, sondern ganz zufällig herausgegriffen wurden. Die sehr ungleichmäßige Dichte der Fallzeichen stört dieses Verhältnis an sich nicht. Daß unter bestimmten Umständen die Proportionalität stark

beeinträchtigt wird, wurde allerdings schon oben auf S. 100 erwähnt und wird weiter unten noch näher zu beleuchten sein. (Siehe S. 193.) Es müssen dann besondere Rechnungen zur Ausgleichung dieser Fehler durchgeführt werden. Voraussetzung für die genaue Proportionalität ist ferner, daß die Zahl der Messungen eine hinlänglich große ist. Einen Anhaltspunkt zur Beurteilung der daraus entspringenden Unsicherheit liefert der mittlere Fehler der für das ganze Gebiet berechneten charakteristischen Werte, von dem weiter unten die Rede sein wird.

Um nun die Intensität der Faltung in einer bestimmten Richtung innerhalb eines Geländeabschnittes zu messen, werde ich für jedes beobachtete Fallzeichen nach einem der drei Verfahren das Gewicht bestimmen und die Gewichte aller Fallzeichen der gleichen Richtungsklasse addieren. Dieser Vorgang beruht auf der Vorstellung, daß das Auftreten einer Faltung von der Stärke A auf der Fläche F für den Gesamtfaltungszustand dieselbe Bedeutung hat, wie das Auftreten der Faltung $A/2$ auf der Fläche $2F$. Gegen diese Festsetzung, die ja freilich bis zu einem gewissen Grad willkürlich ist, wird wohl nichts einzuwenden sein. Mag sie bei der Messungsart 1 vielleicht nicht unmittelbar einleuchten, so ist sie bei der Cosinusmethode gewiß ganz unanfechtbar. Denn ob an einer Stelle der Zusammenschub A oder an zwei getrennten Stellen jedesmal der Zusammenschub $A/2$ erfolgt ist, ist für das Gesamtergebnis offenbar ganz gleichgültig. Die Verkürzung in der untersuchten Richtung ist jedesmal A .

Die für die 16 Richtungsklassen berechneten Summen sollten nun womöglich noch zu einem einheitlichen zahlenmäßigen Ausdruck für den Faltungszustand des ganzen Gebietes zusammengesetzt werden. Man könnte daran denken, sie einfach als Klassen einer Variationsreihe aufzufassen, deren ordnendes Merkmal die Richtung ist, und aus ihnen einen Mittelwert zu bilden, so wie wir dies im vorigen Kapitel für die Fallwinkel durchgeführt haben. Dieser Versuch würde aber sofort daran scheitern, daß die Richtungsklassen eben als solche nicht linear aufeinander folgen, sondern in einem Kreis angeordnet sind, sodaß die Reihe in sich selbst zurückkehrt. Da in den meisten Fällen alle 16 Klassen durch Individuen vertreten sind, oder aber — was auch nicht selten ist — die Reihe mehrere Unterbrechungen aufweist, wäre es rein willkürlich, welche Klasse man als die niedrigste bezeichnen will, wogegen, wenn ich irgendwelche Varianten nach der Größe ordne, von vorneherein klar ist, welche Klasse die niedrigste und welche die höchste ist. Diese beiden Klassen stehen dann am weitesten voneinander ab, während im Fall der Richtungsklassen die extremen Varianten einander ja von der anderen Seite unmittelbar benachbart wären. Dieser Weg kann also nicht zum Ziele führen. Dagegen hat sich ein anderes Verfahren gut bewährt. Ich fasse die Gefaltetheiten in den einzelnen Richtungen als Kräfte auf und bilde aus ihnen nach dem Prinzip des Kräfteparallelogrammes eine Resultierende. Um diese Methode zu erläutern, ist es notwendig, ein Beispiel vorzuführen. Als solches wähle ich eine sehr einfach gebaute Region, nämlich den Westhang des Finocchio zwischen dem Meridian des Gipfels und dem Etschtal, nordwärts bis zum Austritt des Roßbaches aus dem Gebirge. Im S wurden aus einem äußerlichen Grund noch einige Fallzeichen südlich des Lenotales, am Hang von Madonna del Monte mit hinzugenommen. Die Zählung erfolgt nach der Fallzeichenkarte, indem man sich auf einem Bogen Papier zunächst 16 Rubriken für die einzelnen Fallrichtungen macht und dann in jede derselben die Fallwinkel, wie man sie der Reihe nach antrifft, ohne bestimmte Ordnung einschreibt. Die eingetragenen Fallzeichen werden auf der Karte abgestrichen⁶⁾. Das Ergebnis der Zählung in unserem Beispiel wird durch die folgende Tabelle dargestellt, die man als Urliste der ganzen Berechnung bezeichnen kann. Die Fallzeichen mit der Neigung 0 können keiner Richtungsklasse zugeteilt werden; sie werden vorerst gesondert gezählt. (Ich werde die Anzahl aller Fallzeichen, einschließlich der Horizontalen, stets mit n , die Anzahl der Fallzeichen ohne die horizontalen mit n' bezeichnen.)

⁶⁾ Nach vielen Versuchen habe ich gefunden, daß man sich am wenigsten leicht irrt, wenn man die Fallzeichen bei der ersten Zählung auf der Karte einringelt, bei der Kontrolle dann sowohl in der Karte als in der Liste durchstreicht.

Tabelle 13.
Die Fallzeichen des Westhanges des Finocchio.

O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
22		15		40	9	30	18	21	27	30	40	55	30	70	
				30	37	21	50	30	40	20	40	35			
				45	20	35	22	30	26	26		30			
				45	17	30	70	35	30	20		5			
				60	30	19	25	20	30	15		65			
					30	45	70	22	60	35		75			
					33	40	40	14		35		90			
					35	30	20	20		45					
					45	25	70	20		45					
						40	24	28		6					
						20	24	70							
						15	30	22							
						24	30	37							
						30	75	30							
						20	15	15							
						30	22	15							
						25	15	30							
						30	30	40							
						12	60	40							
						18	40	14							
						5	23								
						15	15								
							58								
							20								
							20								
							25								
							45								
							25								
							15								
77	0	15	0	220	256	559	996	553	213	277	80	355	30	70	0
				$n' = 115$				$n = 120$							

Der Einfachheit halber sei nun zunächst nur die Messung der Faltung durch die Fallwinkel selbst berücksichtigt. Dann haben wir innerhalb jeder Richtungsklasse einfach die Winkelsummen zu bilden. Diese Summen werden wir mit q bezeichnen, und zwar der Reihe nach mit q_1, q_2, q_3 bis q_{16} . Wegen der Übereinstimmung mit den Gepflogenheiten in der Trigonometrie empfiehlt es sich sehr, die Numerierung mit der Ost-richtung zu beginnen und entgegen dem Sinn des Uhrzeigers durchzuführen. Wir erhalten dadurch die folgende Reihe:

Tabelle 14.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
q	77	0	15	0	220	256	559	996	553	213	277	80	355	30	70	0
	2	0	1	0	5	9	22	29	20	6	10	2	7	1	1	0
$\frac{q}{r}$	38:50		15:00		44:00	28:44	25:41	34:33	27:65	35:50	27:70	40:00	50:71	30:00	70:00	

Mit ν bezeichnen wir die Anzahl von Fallzeichen in einer Richtungsklasse. $\frac{q}{\nu}$ ist dann das mittlere Einfallen in einer Richtung, ein Wert, mit dem wir uns später zu beschäftigen haben werden.

Auf Grund dieser Reihe läßt sich die gestellte Aufgabe nun zunächst graphisch sehr bequem lösen. Die 16 unterschiedenen Weltrichtungen werden wie in der Windrose als Strahlen von einem Punkt aus aufgetragen, die miteinander Winkel von je $22^{\circ} 30'$ bilden. Oben ist natürlich N, rechts O. Dann schneidet man auf jedem Strahl vom Mittelpunkt aus die zugehörige Winkelsumme unter Zugrundelegung irgendeines Maßstabes ab. In der Originalzeichnung zu Fig. 29 war beispielsweise $1\text{ mm} = 10^{\circ}$. Diese Art der graphischen Darstellung wollen wir als das Halbdiaagramm bezeichnen. (Der Grund für die Wahl dieses Namens wird später klar werden.) Man erhält aus ihm ein gutes Bild von der Verteilung der Fallwinkel auf die einzelnen Richtungen. In Übereinstimmung mit der Isohypsenkarte sieht man, daß das vor-

herrschende Einfallen auf dem Westhang des Finocchio gegen WNW gerichtet ist. Nun werden die einzelnen Strecken zu einer Resultierenden zusammengesetzt. Ich möchte noch einmal betonen, daß wir es hier nicht mit der faltenden Kraft zu tun haben, sondern daß nur die Gefaltetheiten wie Kräfte behandelt werden. Aus der Untersuchung der Fallzeichen läßt sich zwar auf die Richtung der faltenden Kräfte, nicht aber auf deren Größe ein einfacher Schluß ziehen. Denn da der mechanische Widerstand gegen die Faltung sich im Laufe der Schichtaufrichtungen sicher stark ändert, ist die Gefaltetheit der faltenden Kraft jedenfalls nicht proportional. Die Zusammensetzung geschieht mittels des sogenannten Kräftepolygones in sehr einfacher Weise (vgl. Textfig. 29). Obwohl diese Konstruktion in der Mechanik allgemein üblich ist, kann es nicht schaden, darauf zu verweisen, daß ihre Berechtigung sehr leicht einzusehen ist. Man kann dabei verschiedene Betrachtungsweisen anwenden. Man kann sich vorstellen, daß der Linienzug aus lauter Teilen von Kräfteparallelogrammen besteht. Zunächst wurden, da q_2 in unserem Beispiel = 0 ist, q_1 und q_3 zu einem Parallelogramm vereinigt, von dem aber nur zwei Seiten gezeichnet sind. Die Diagonale dieses Parallelogrammes und q_5 geben eine neue Resultierende ($q_4 = 0$). Diese wird wieder mit q_6 zusammengesetzt usw. Allgemeiner ist folgender Beweis: Nach den Grundlehren der Mechanik werden Kräfte so wie Bewegungen zusammengesetzt. Von Bewegungen aber gilt der Satz, daß es für das Ergebnis gleichgültig ist, ob mehrere von ihnen gleichzeitig oder nacheinander erfolgen. Wir lassen also einen Punkt von der Mitte der Windrose zuerst bis zum Ende von q_1 gehen. Von hier erfolgt eine weitere Bewegung in der Richtung und um die Strecke q_2 (in unserem Beispiel zufällig = 0). Darauf folgt die Bewegung q_3 usw. bis q_{16} . Mit welcher Komponente man beginnt und wie man fortschreitet, ist für das Ergebnis gleichgültig. Wesentlich

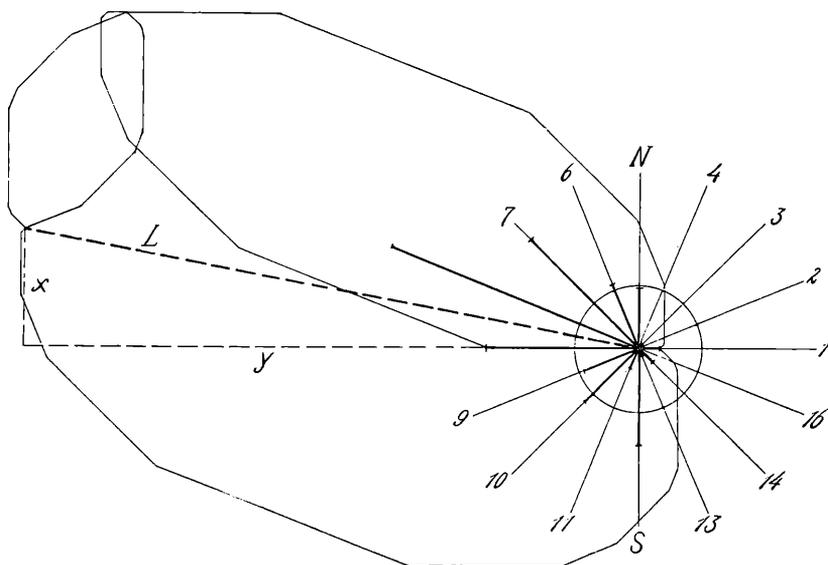


Fig. 29. Graphische Darstellung (Halbdiaagramm) der Gefaltetheit des Westhanges des Finocchio unter Benützung der Fallwinkel selbst als Maß der Faltung. Erklärung des Buchstaben im Text. Der eingezeichnete Kreis gibt an, wie groß die Strahlen des Halbdiaagrammes wären, wenn bei gleicher Gesamtwinkelsumme die Gefaltetheit in allen Richtungen gleich wäre.

der faltenden Kraft jedenfalls nicht proportional. Die Zusammensetzung geschieht mittels des sogenannten Kräftepolygones in sehr einfacher Weise (vgl. Textfig. 29). Obwohl diese Konstruktion in der Mechanik allgemein üblich ist, kann es nicht schaden, darauf zu verweisen, daß ihre Berechtigung sehr leicht einzusehen ist. Man kann dabei verschiedene Betrachtungsweisen anwenden. Man kann sich vorstellen, daß der Linienzug aus lauter Teilen von Kräfteparallelogrammen besteht. Zunächst wurden, da q_2 in unserem Beispiel = 0 ist, q_1 und q_3 zu einem Parallelogramm vereinigt, von dem aber nur zwei Seiten gezeichnet sind. Die Diagonale dieses Parallelogrammes und q_5 geben eine neue Resultierende ($q_4 = 0$). Diese wird wieder mit q_6 zusammengesetzt usw. Allgemeiner ist folgender Beweis: Nach den Grundlehren der Mechanik werden Kräfte so wie Bewegungen zusammengesetzt. Von Bewegungen aber gilt der Satz, daß es für das Ergebnis gleichgültig ist, ob mehrere von ihnen gleichzeitig oder nacheinander erfolgen. Wir lassen also einen Punkt von der Mitte der Windrose zuerst bis zum Ende von q_1 gehen. Von hier erfolgt eine weitere Bewegung in der Richtung und um die Strecke q_2 (in unserem Beispiel zufällig = 0). Darauf folgt die Bewegung q_3 usw. bis q_{16} . Mit welcher Komponente man beginnt und wie man fortschreitet, ist für das Ergebnis gleichgültig. Wesentlich

ist nur, daß alle Teilkräfte je einmal und mit Beachtung ihrer Richtung aufgetragen werden. In Fig. 29 wurden drei verschiedene Linienzüge ausgeführt, um zu zeigen, daß das Ergebnis immer dasselbe ist. Man hat darin zugleich eine Probe darauf, ob bei der Konstruktion kein Versehen unterlaufen ist. Man erhält so also eine Resultierende, die durch den Winkel ξ , den sie mit der Nullrichtung = Ostrichtung einschließt und durch ihre Länge L gegeben ist. ξ sagt uns die Richtung, nach der sich die Schichten des Gebietes im ganzen neigen. Auf die Bedeutung von L kommen wir noch zurück. Zunächst müssen wir aber darauf eingehen, in welcher Weise L und ξ rechnerisch gefunden werden, da die graphische Ermittlung ja doch immer ziemlich ungenau und kein geeigneter Ausgangspunkt für eine weitere mathematische Behandlung ist.

Der Endpunkt von L habe die Ordinaten x und y . Es leuchtet aus der Zeichnung sofort ein, daß x gleich der algebraischen Summe aller Horizontalprojektionen der einzelnen q ist, y gleich der Summe aller Vertikalprojektionen. Bezeichnen wir mit β den Winkel irgendeiner Komponente mit der Ostrichtung, so ergibt sich unmittelbar:

$$x = \sum q \cos \beta$$

$$y = \sum q \sin \beta.$$

Die Durchführung der Rechnung geschieht am besten nach dem folgenden Schema:

Tabelle 15.

Nr.	Richtung	β	q	$q \sin \beta$	$q \cos \beta$
1	O	0°	77	0	+ 77
2	ONO	22·5°	0	0	0
3	NO	45°	15	+ 10·6	+ 10·6
4	NNO	67·5°	0	0	0
					+ 87·6
5	N	90°	220	+ 220	0
6	NNW	112·5°	256	+ 236·5	- 98·0
7	NW	135°	559	+ 395·3	- 395·3
8	WNW	157·5°	996	+ 381·2	- 920·2
				+ 1243·6	
9	W	180°	553	0	- 553
10	WSW	202·5°	213	- 81·5	- 196·8
11	SW	225°	277	- 195·9	- 195·9
12	SSW	247·5°	80	- 73·9	- 30·6
					- 2389·8
13	S	270°	355	- 355	0
14	SSO	292·5°	30	- 27·7	+ 11·5
15	SO	315°	70	- 49·5	+ 49·5
16	OSO	337·5°	0	0	0
			3701	- 783·5	+ 61·0
				+ 1243·6	+ 87·6
				+ 460·1	+ 148·6
					- 2389·8
					- 2241·2

Es beschleunigt die Rechnung sehr, wenn man sich zunächst die beifolgende kleine Hilfstabelle macht, deren Einrichtung natürlich von der Zahl der Fallrichtungsklassen, in die man den vollen Winkel geteilt hat, abhängt:

Tabelle 16. (Hilfstabelle).

φ	$\log \sin \varphi$	$\log \cos \varphi$
$0^\circ, 180^\circ$	$\sin \varphi = 0$	$\cos \varphi = \pm 1$
$22\cdot5^\circ, 157\cdot5^\circ, 202\cdot5^\circ, 337\cdot5^\circ$	$\bar{1}\cdot58284$	$\bar{1}\cdot96562$
$45^\circ, 135^\circ, 225^\circ, 315^\circ$	$\bar{1}\cdot84949$	$\bar{1}\cdot84949$
$67\cdot5^\circ, 112\cdot5^\circ, 247\cdot5^\circ, 292\cdot5^\circ$	$\bar{1}\cdot96562$	$\bar{1}\cdot58284$
$90^\circ, 270^\circ$	$\sin \varphi = \pm 1$	$\cos \varphi = 0$

Aus x und y berechnet man dann zunächst ζ nach der Formel:

$$\operatorname{tg} \zeta = \frac{y}{x}.$$

Die Vorzeichen von x und y unterrichten darüber, in welchem Quadranten L liegt. Danach muß der aus der obigen Formel zunächst gefundene Wert ζ' , der wegen der Einrichtung der Logarithmentafeln stets ein spitzer Winkel ist, noch von 180° abgezogen oder zu 180° addiert werden. L erhält man am bequemsten nach der Formel:

$$L = \frac{y}{\sin \zeta}$$

Man könnte natürlich auch mittels des Pythagoreischen Lehrsatzes L direkt aus x und y ableiten, doch ist diese Rechnung viel langwieriger.

In unserem Beispiel ist $y = + 460\cdot1$ $x = - 2241\cdot2$

$$\operatorname{tg} \zeta' = \frac{460\cdot1}{2241\cdot2} \quad \zeta' = 11^\circ 36\cdot1'$$

L liegt im II. Quadranten. Daher

$$\zeta = 180 - \zeta' = 168^\circ 23\cdot9'$$

$$L = \frac{460\cdot1}{\sin 11^\circ 36\cdot1'} = 2287\cdot9$$

Obwohl der Gang dieser Rechnung ein sehr einfacher ist, kann beim Logarithmieren doch gelegentlich ein Fehler unterlaufen. Es ist deshalb unbedingt notwendig, das gefundene Resultat einer Probe zu unterziehen. Dies kann auf vielerlei verschiedene Weise geschehen.

Proben.

1. Eine sehr gute Probe liegt in der Übereinstimmung des graphisch gefundenen Ergebnisses mit dem errechneten. Bei halbwegs vorsichtiger Konstruktion sollte der Fehler der Werte ζ und L in der Zeichnung beim Maßstab $10^\circ = 1 \text{ mm}$ nicht größer als etwa $\frac{1}{2}^\circ$ und 1 bis 2 mm sein.

2. Eine andere günstige Probe, die allerdings hauptsächlich gegen gröbere Fehler schützt, besteht in der weiter oben schon kurz erwähnten parallelen Verwendung einer Logarithmentafel und eines Rechenschiebers. Ich pflege dabei so vorzugehen, daß ich zunächst an der Hand des Rechenschiebers die beiläufigen Werte von $q \sin \beta$ und $q \cos \beta$ mit Bleistift in die vorbereitete Tabelle eintrage und dann beim Logarithmieren die Ergebnisse fortlaufend damit vergleiche. Wenn es auf Genauigkeit nicht ankommt, könnte man die Rechnung auch mit dem Rechenschieber allein ausführen. Versuchshalber habe ich dies für unser Beispiel getan, und zwar verwendete ich einen 15 cm langen Taschenrechenschieber von Nestler mit zylindrischer Ableselupe. Das Ergebnis war folgendes:

$$y = + 458 \quad x = - 2240$$

$$\operatorname{tg} \zeta' = 0\cdot2045 \quad \zeta' = 11^\circ 34'$$

$$L = 2290$$

L wird in diesem Falle besser nach dem Pythagoreischen Lehrsatz berechnet.

Das Ergebnis weicht von dem mit Logarithmen errechneten nur unwesentlich ab. Wer im Gebrauch des Rechenschiebers nicht sehr geübt ist, wird aber wohl meist besser tun, für eine beiläufige Ermittlung von L und ζ den graphischen Weg zu wählen, weil man sich dabei erfahrungsgemäß viel weniger leicht irrt.

3. Eine feinere Probe, die ich oft angewendet habe, beruht auf folgender Überlegung: Die Länge L ist naturgemäß gleich der algebraischen Summe der Projektionen aller q auf die Resultierende. Denn diese Projektionen sind ja die in der Richtung von L wirkenden Teile der Kräfte q . Nennen wir α den Winkel zwischen der Resultierenden und irgendeiner Komponente, so ist

$$L = \sum q \cos \alpha.$$

Außerdem muß $\sum q \sin \alpha = 0$ sein, weil — wie aus dem Begriff der Resultierenden folgt — alle senkrecht auf sie wirkenden Teilkräfte einander aufheben müssen. Die beiden darauf gegründeten Proben führt man am besten parallel miteinander nach dem unten folgenden Schema aus. Dies hat den Vorteil, daß man, wenn sich eine Unstimmigkeit zeigt, gleich eine gewisse Vermutung gewinnt, ob der Fehler in der Rechnung selbst oder — was ja natürlich auch möglich ist — bei der Probe begangen wurde. Stimmt nämlich nur einer der beiden Teile der Probe nicht, so folgt daraus, daß der Fehler entweder in der Probe selbst oder höchstens in der Berechnung von L aus y und ζ steckt. Geben beide Teile ein abweichendes Resultat, so kann der Fehler zwar auch in der Probe (beispielsweise im Aufsuchen eines $\log q$) liegen, aber wahrscheinlich ist es dann, daß er schon bei der Berechnung von ζ begangen wurde. Um eine Übereinstimmung auf wenige Einheiten der fünften Stelle zu erhalten, ist es notwendig, noch die Zehntelminuten von α zu berücksichtigen. Die Durchführung dieser Probe geschieht folgendermaßen:

Tabelle 17.

Nr.	Richtung	β		$180 \pm \alpha$	q	$q \sin \alpha$	$q \cos \alpha$
1	O	0	— 168° 23·9'	11° 36·1'	77	15·5	— 75·4
2	ONO	22° 30'	— 145° 53·9'	34° 6·1'	0	0	0
3	NO	45°	— 123° 23·9'	56° 36·1'	15	— 12·5	— 8·3
4	NNO	67° 30'	— 100° 53·9'	79° 6·1'	0	0	0
							— 83·7
5	N	90°	— 78° 23·9'		220	— 215·5	+ 44·2
6	NNW	112° 30'	— 55° 53·9'		256	— 212·0	+ 143·5
7	NW	135°	— 33° 23·9'		559	— 307·7	+ 466·7
8	WNW	157° 30'	— 10° 53·9'		996	— 188·3	+ 978·1
							— 951·5
9	W	180°	+ 11° 36·1'		553	+ 111·2	+ 541·7
10	WSW	202° 30'	+ 34° 6·1'		213	+ 119·4	+ 176·4
11	SW	225°	+ 56° 36·1'		277	+ 231·3	+ 152·5
12	SSW	247° 30'	+ 79° 6·1'		80	+ 78·6	+ 15·1
							+ 2518·2
13	S	270°	+ 101° 36·1'	78° 23·9'	355	+ 347·8	— 71·4
14	SSO	292° 30'	+ 124° 6·1'	55° 53·9'	30	+ 24·8	— 16·8
15	SO	315°	+ 146° 36·1'	33° 23·9'	70	+ 38·5	— 58·4
16	OSO	337° 30'	+ 169° 6·1'	10° 53·9'	0	0	0
					3701	+ 951·6	— 146·6
						— 951·5	— 83·7
						+ 0·1	— 230·3
							+ 2518·2
							+ 2287·9

Man beginnt die Tabelle immer mit dem größten negativen Wert von α . Daß dieser in unserem Fall zu q_1 gehört, ist nur Zufall. Es hängt dies ganz von der Lage von L ab. Dabei ist zu berücksichtigen, daß diejenigen α positiv sind, die entgegen dem Sinn des Uhrzeigers von L abweichen, deren zugehörige β also größer als ζ sind. Unter dieser Voraussetzung gilt — wie aus Fig. 29 ersichtlich — die Formel

$$\alpha = \beta - \zeta.$$

Die Berechnung von α geschieht am besten so, daß man nach dieser Formel nur das oberste α der Tabelle bestimmt und die übrigen einfach durch fortgesetztes Addieren von $22^\circ 30'$ (mit Berücksichtigung der Vorzeichen!) ableitet. Beim letzten α überzeugt man sich durch nochmalige Anwendung der Formel, daß in den Additionen kein Fehler ist. Die Rubrik „180 \pm α “ dient nur zum Nachschlagen in der Logarithmentafel, die ja keine Winkel über 90° enthält. Diese Zahlen brauchen übrigens nicht eigens berechnet zu werden, sondern man findet sie unter α jeweils um acht Zeilen weiter unten beziehungsweise oben. Die zusammengehörigen Wertpaare von $q \sin \alpha$ und $q \cos \alpha$ berechnet man am besten immer unmittelbar nebeneinander, weil in beiden Rechnungen derselbe $\log q$ vorkommt. Bezüglich der Winkelfunktionen ergibt sich ein wesentlicher Rechenvorteil aus den bekannten Beziehungen

$$\begin{aligned} \sin \alpha &= \sin (180 - \alpha) = \cos (90 - \alpha) = -\cos (90 + \alpha) \\ \cos \alpha &= -\cos (180 - \alpha) = \sin (90 - \alpha) = \sin (90 + \alpha). \end{aligned}$$

Man braucht deshalb nur ein Viertel aller Logarithmen der trigonometrischen Funktionen nachzuschlagen, da sich in den Zeilen 1, 5, 9, 13, weiter 2, 6, 11, 14 usw. dieselben Zahlen wiederholen.

Die Probe auf $\Sigma q \cos \alpha$ geht in der Regel genauer aus, als die auf $\Sigma q \sin \alpha$. Der Grund hiefür ist leicht einzusehen. Wie schon wiederholt bemerkt, reagiert der Sinus kleiner Winkel viel feiner auf geringe Änderungen des Winkels, als der Cosinus (vgl. S. 118). Ferner liegen die großen q meist ungefähr in der Richtung der Resultierenden, wogegen die auf L ungefähr senkrechten Richtungsklassen gewöhnlich schon ziemlich kleine Winkelsummen haben. Der geringe Abrundungsfehler von ζ erzeugt in den trigonometrischen Funktionen von α Fehler, die nach dem Gesagten für kleine Winkel im Sinus viel bedeutender als im Cosinus sind und hier mit den größten q multipliziert werden. Dieselben relativ großen Fehler treten im Cosinus bei $\alpha \sim 90^\circ$ auf, werden aber mit viel kleineren q multipliziert. Der Gesamtfehler des Wertes $\Sigma q \cos \alpha$ muß deshalb wesentlich kleiner sein, als der von $\Sigma q \sin \alpha$. Dazu kommt aber noch folgendes: Betrachten wir nur die L zunächst liegenden, größten q ! Ihre Projektionen auf L haben alle dasselbe Vorzeichen, ob nun ihr β etwas größer oder etwas kleiner als ζ ist. Denken wir uns L ein wenig aus seiner richtigen Lage herausgedreht, so nehmen die $q \cos \alpha$ teils zu, teils ab. Da sie alle positiv sind, wird sich die Summe zunächst nur wenig ändern. Anders die $q \sin \alpha$. Sie sind für die größten q teils positiv, teils negativ. Eine kleine Drehung von L , die bewirkt, daß die positiven $q \sin \alpha$ kleiner werden, macht die negativen $q \sin \alpha$ dem absoluten Wert noch größer, d. h. also auch kleiner. Die Summe wird sich deshalb sofort stark ändern. Diese geometrischen Verhältnisse bringen es mit sich, daß $\Sigma q \sin \alpha$ nur selten bis auf die letzten mit einer bestimmten Logarithmentafel erreichbaren Stellen $= 0$ wird.

Sehr empfehlen möchte ich, bei dieser und allen ähnlichen Tabellen stets immer wieder den Wert $\Sigma q (= \Sigma g)$ auszurechnen. Meine Erfahrung sagt mir, daß man sich gerade beim Eintragen der q in die Tabelle relativ leicht irrt, sodaß es gut ist, hier stets gleich eine Probe zu machen.

4. Sehr allgemein verwendbar ist schließlich die Probe durch Drehen des Koordinatensystems. Man führt die ganze Rechnung ein zweites Mal durch, wobei man aber die Nullrichtung auf eine andere Weltgegend, beispielsweise nach ONO, verlegt. Dann muß für L derselbe Wert, für ζ aber ein um den Betrag der Drehung kleinerer Wert, als bei der ersten Rechnung, erhalten werden. Diese Probe hat den Vorteil, daß man bei ihr wieder die Hilfstabelle von S. 123 verwenden kann, wodurch die Rechnung sehr beschleunigt wird.

Tabelle 18.

Nr.	Richtung	β'	q	$q \sin \beta'$	$q \cos \beta'$
2	ONO	0°	0	0	0
3	NO	22·5°	15	+ 5·7	+ 13·9
4	NNO	45°	0	0	0
	N	67·5°	220	+ 203·3	+ 84·2
					+ 98·1
6	NNW	90°	256	+ 256·0	0
7	NW	112·5°	559	+ 516·4	- 213·9
8	WNW	135°	996	+ 704·3	704·3
9	W	157·5°	553	+ 211·6	- 510·9
				+ 1897·3	
10	WSW	180°	213	0	- 213·0
11	SW	202·5°	277	- 106·0	- 255·9
12	SSW	225°	80	- 56·6	- 56·6
13	S	247·5°	355	- 328·0	- 135·9
					- 2090·5
14	SSO	270°	30	- 30·0	0
15	SO	292·5°	70	- 64·7	+ 26·8
16	OSO	315°	0	0	0
17	O	337·5°	77	- 29·5	71·1
			3701	- 614·8	+ 97·9
				+ 1897·3	+ 98·1
				+ 1282·5	+ 196·0
					- 2090·5
					- 1894·5

$$y_1 = + 1282·5$$

$$x_1 = - 1894·5$$

$$\zeta_1' = 34° 5' 8''$$

$$L_1 = 2287·7$$

$$34° 5' 8'' - 22° 30' = 11° 35' 8''$$

Das Ergebnis ist also im wesentlichen dasselbe, wie oben. Die kleinen Abweichungen sind offenbar nur die Folgen zufälliger Abrundungsfehler.

Nun können wir zur Frage des Vergleiches der drei Arten, die Faltung zu messen, zurückkehren. Es ist jetzt notwendig, zu jedem Fallwinkel die Werte $\sin \varphi$ und $1 - \cos \varphi$ zu bestimmen. Dies ist in der folgenden Tabelle geschehen. Die Fallwinkel wurden hier der Übersicht halber innerhalb jeder Richtungsklasse steigend geordnet. (Siehe Tabelle 19, S. 127.)

Bilden wir wieder innerhalb jeder Richtungsklasse die Summen q , so erhalten wir folgende Reihen:

Tabelle 20. Sinusmaß.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Richt.	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
q	1·194	0	0·259	0	3·423	4·218	9·310	15·353	9·007	3·401	4·548	1·286	4·852	0·5	0·940	0

$$\zeta = 167° 3' 3''$$

$$L = 36·943$$

Tabelle 21. Cosinusmaß.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Richt.	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
q	0.499	0	0.034	0	1.454	1.220	2.403	6.250	2.681	1.212	1.342	0.468	3.063	0.134	0.658	0

$$\xi = 174^\circ 12.8' \quad L = 11.890$$

Der Vergleich dieser Reihen mit der aus dem Winkelmaß erhaltenen ist zunächst wenig lehrreich, weil die Einheiten, in denen sie ausgedrückt sind, zu verschieden sind. Es empfiehlt sich nach dem auf S. 118 Gesagten, zunächst alle Werte der Sinus- und Cosinusreihe mit 90 zu multiplizieren. Man erhält dadurch folgende Tabelle:

Tabelle 22.

	$f = \varphi$	$f = 90 \sin \varphi$	$f = 90 (1 - \cos \varphi)$
q_1	77	107.46	44.91
q_2	0	0	0
q_3	15	23.31	3.06
q_4	0	0	0
q_5	220	308.07	130.86
q_6	256	379.62	109.80
q_7	559	837.90	216.27
q_8	996	1381.77	562.50
q_9	553	810.63	241.29
q_{10}	213	306.09	109.08
q_{11}	277	409.32	120.78
q_{12}	80	115.74	42.12
q_{13}	355	436.68	275.67
q_{14}	30	45.00	12.06
q_{15}	70	84.60	59.22
q_{16}	0	0	0
Σq	3701	5246.19	1927.62
L	2287.9	3324.87	1070.10
	168° 23.9'	167° 3.3'	174° 12.8'

Die graphische Darstellung dieser Tabelle ist Textfig. 30. Wie nicht anders zu erwarten war, sind die Zahlen der Cosinusmaßreihe durchwegs kleiner, die der Sinusmaßreihe durchwegs größer, als die der Winkelmaßreihe.

Man kann aber auch die Werte jeder einzelnen Reihe für sich in Prozenten von Σq dieser Reihe ausdrücken. Dann erhält man eine andere Tabelle (Nr. 23 auf S. 130), die in Fig. 31 graphisch wiedergegeben ist.

Hier zeigt sich nun auffallenderweise, daß auch bei der Umrechnung in Prozente die Resultierende der Sinusmaßreihe größer und die der Cosinusmaßreihe kleiner ist, als die der Winkelmaßreihe. Der Grund hiefür liegt in der weiter unten (S. 216) aufzuzeigenden Korrelation zwischen Fallwinkel und Fallrichtung. Wir werden sehen, daß auf dem Finocchio-Westhang das mittlere Einfallen der einzelnen Richtungsklassen durchschnittlich um so steiler ist, je mehr sie von der Richtung der Resultierenden abweichen. Nun neigt — wie schon oft betont — das Cosinusmaß dazu, den Einfluß der steilen Winkel zu übertreiben, während das Sinusmaß ihn verwischt. Die von der Resultierenden stark abweichenden Richtungsklassen tragen aber nur zur Vergrößerung von Σq bei, während sie L nicht vergrößern oder sogar verkleinern. Wenn nun diese abweichenden Klassen dank ihres steileren mittleren Einfallens relativ größer gemacht werden, wie dies durch das Cosinusmaß geschieht,

so muß L im Vergleich zu Σq abnehmen. Fig. 31 stimmt also mit dem Ergebnis der später folgenden Korrelationsberechnungen vollständig überein.

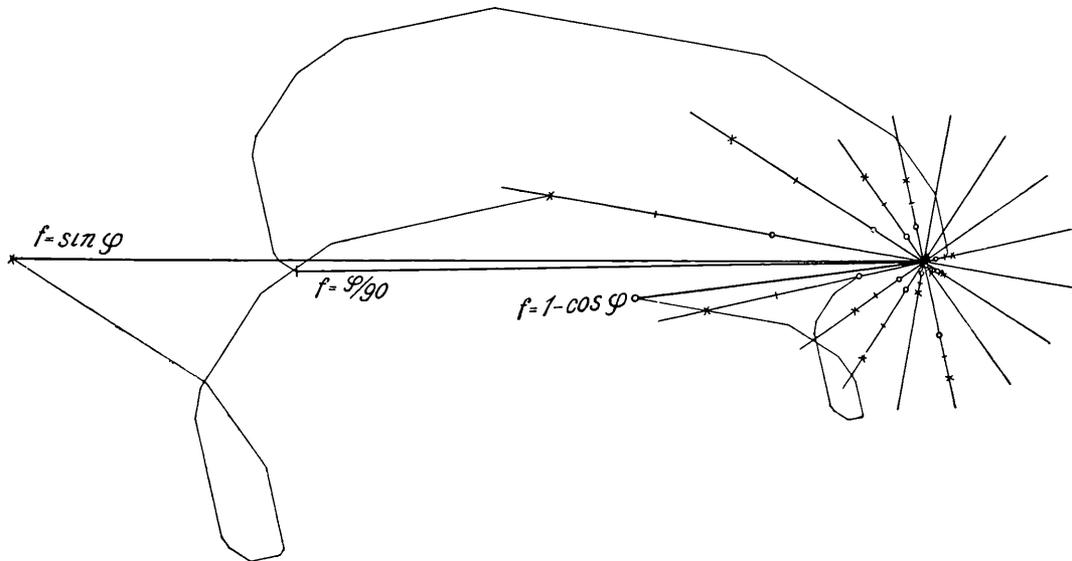


Fig. 30. Graphischer Vergleich der 3 Arten der Messung der Gefaltetheit in ihrer Anwendung auf das Halbdigramm des Westhanges des Finocchio.

φ = einzelner Fallwinkel; f = Faltungswert des einzelnen Fallzeichens.

Es bezeichnet: ein kleiner Querstrich die Werte bei Bemessung der Faltung nach dem Fallwinkel selbst; ein kleines Kreuz bei Bemessung nach der Vertikalverschiebung; ein kleiner Ring bei Bemessung nach dem horizontalen Zusammenschub.
Der Maßstab aller Strecken ist der gleiche.

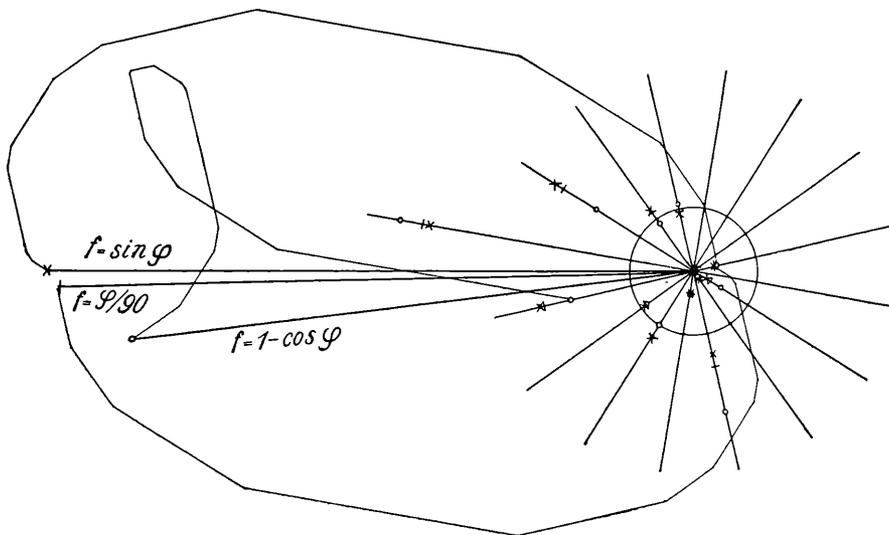


Fig. 31. Graphischer Vergleich der 3 Arten der Messung der Gefaltetheit in ihrer Anwendung auf das Halbdigramm des Westhanges des Finocchio. Legende wie in Fig. 30. Die Längen der Strahlen sind jetzt aber auf den gleichen Mittelwert reduziert.

Blicken wir auf das bisher Gesagte zurück, so zeigt sich wohl deutlich, daß Sinusmaß und Cosinusmaß keine merklichen Vorteile gegenüber dem Winkelmaß bieten. Dieses hält von den drei Messungsweisen die Mitte und wird sich schon aus diesem Grunde empfehlen. Auch ist nicht zu übersehen, daß es sich mit ihm weit- aus am einfachsten und bequemsten rechnet. Für besondere Aufgaben werden wohl auch die Meßarten 2 und

vor allem 3 gelegentlich wertvoll sein. Im allgemeinen werde ich aber weiterhin die Gefaltetheit in einer bestimmten Richtung stets durch die Summe der Fallwinkel dieser Richtungsklasse messen. Ein Unterschied zwischen den drei Meßarten zeigt sich, wenn wir die Aufmerksamkeit auf die bisher nicht berücksichtigten überkippten Einfallen richten. Das Winkelmaß wird diesen natürlich ohne weiteres gerecht, ebenso auch das Cosinusmaß, da der Cosinus für Winkel über 90° negativ wird, so daß die Formel

$$f = 1 - \cos \varphi \quad \text{in} \quad f = 1 + \cos (180 - \varphi)$$

übergeht. Der Sinus eines überkippten Fallwinkels dagegen ist dem des gleich steilen normalen vollständig

Tabelle 23 (zu S. 128).

	$f = \varphi$	$f = \sin \varphi$	$f = 1 - \cos \varphi$
q_1	2·1	2·1	2·3
q_2	0	0	0
q_3	0·4	0·4	0·2
q_4	0	0	0
q_5	5·9	5·9	6·8
q_6	6·9	7·2	5·7
q_7	15·1	16·0	11·2
q_8	26·9	26·3	29·2
q_9	14·9	15·4	12·5
q_{10}	5·8	5·9	5·6
q_{11}	7·5	7·8	6·3
q_{12}	2·2	2·2	2·2
q_{13}	9·6	8·3	14·3
q_{14}	0·8	0·9	0·6
q_{15}	1·9	1·6	3·1
q_{16}	0	0	0
Σq	100·0	100·0	100·0
L	61·8	63·4	55·5
ζ	168° 23·9'	167° 3·3'	174° 12·8'

gleich. Um beide durch das Sinusmaß zu unterscheiden, müßte erst eine besondere Einrichtung getroffen werden. Man könnte beispielsweise für überstürzte Schichtstellung setzen:

$$f = 2 - \sin \varphi$$

und sich darauf berufen, daß die zwei verglichenen Punkte einer Schicht, die zuerst den vertikalen Abstand 0 hatten, durch die Auffaltung bis zur senkrechten Schichtstellung den Abstand 1 erhielten und dann noch um den Betrag $1 - \sin \varphi$ — allerdings im entgegengesetzten Sinn — gegeneinander verschoben wurden. Der Gesamtbetrag der relativen vertikalen Bewegung war also $1 + (1 - \sin \varphi) = 2 - \sin \varphi$. Auf jeden Fall liegt in dieser Schwierigkeit bei der Anwendung auf überstürzte Schichten eine Unvollkommenheit des Sinusmaßes.

Ehe ich dieses einleitende Kapitel schließe, soll noch auf eine letzte Vorfrage eingegangen werden: Es kann vorkommen, daß aus irgendeinem Grund nicht nur die Fallrichtungen, sondern auch die Fallwinkel als Klassenvarianten gegeben sind. Wird dadurch das Resultat wesentlich beeinflusst? Die Form, die die Messungsreihe der Fallzeichen auf dem Westhang des Finocchio bei Benützung von Fallwinkelklassen mit dem schon früher verwendeten Spielraum von 10° annimmt, zeigt die folgende Tabelle.

Tabelle 24.

Klassen-		O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
grenze	mittel																
0·5																	
	7·26						1	1				1		1			
10·5	17·26			1			2	7	8	7		3					
20·5	27·26	1				1	2	10	11	8	4	2		1	1		
30·5	37·26					1	3	3	2	4	1	2	2	1			
40·5	47·26					2	1	1	2			2					
50·5	57·26	1				1			2		1			1			
60·5	67·26								3	1				1		1	
70·5	77·26								1					1			
80·5	87·26													1			
90·5																	
		27·26		17·26		27·26	7·26	7·26	138·08	120·82	109·04	7·26	74·52	7·26	27·26	67·26	
		57·26				37·26	34·52	120·82	299·86	218·08	37·26	51·78		27·26			
						94·52	54·52	272·60	74·52	149·04	57·26	54·52		37·26			
						57·26	111·78	111·78	94·52	67·26		74·52		57·26			
							47·26	47·26	114·52			94·52		67·26			
									201·78					77·26			
									77·26					87·26			
		84·52		17·26		216·30	255·34	559·72	1000·54	555·20	203·56	282·60	74·52	360·82	27·26	67·26	

Die Klassengrenzen wurden in diesem Fall nicht, wie im vorigen Kapitel, auf die vielfachen von 10 gelegt, sondern auf 0·5, 10·5, 20·5 usw. Dies war einesteils deshalb geboten, weil die Fallwinkel 0°, die sich in keine Richtungsklasse einteilen lassen, dadurch von selbst ausgeschieden werden. Andernteils hatte es den Vorteil, daß man sich das Aufteilen der auf die Klassengrenzen selbst fallenden Varianten, das bei der geringen Zahl von Individuen in einer Klasse besonders vorsichtig hätte geschehen müssen, ersparte. Ein Nachteil ist mit dem Verfahren allerdings auch verbunden: Die Unsicherheit vieler Messungen bringt es nach einer psychologischen Regel, von der wir schon sprachen und noch zu sprechen haben werden, mit sich, daß verhältnismäßig sehr viele der in die Karte eingetragenen Fallwinkel einfache Vielfache von 10 sind, während die dazwischen liegenden Zahlen relativ selten sind. Daraus folgt aber bei der gewählten Abgrenzung der Klassen, daß der Mittelwert jeder Neigungsklasse nicht in der Mitte zwischen den Klassengrenzen liegt, sondern der oberen Klassengrenze mehr oder weniger stark genähert ist. Die durchschnittliche Lage des Mittelwertes aller Klassen muß deshalb für jede Messungsreihe vor Durchführung der Rechnung erst bestimmt werden. Dies geschieht auf folgende Weise: In der Fallzeichenkarte des Westhanges des Finocchio und demgemäß auch in der Urliste (Tabelle 13, S. 120) enden, wenn man die horizontalen Fallzeichen nicht mitzählt, 52 Fallwinkel mit 0. Ihr Abstand von der unteren Grenze der Klasse, in der sie liegen, ist also 9·5°. 63 Fallwinkel enden mit anderen Zahlen. Da unter diesen die Verteilung eine ziemlich symmetrische ist, so daß nur die Zahl 5 deutlich bevorzugt ist, darf man annehmen, daß ihr Mittelwert ein ungerades Vielfaches von 5 ist oder mit 5 endet, weil 5 in der Mitte aller Zahlen von 1 bis 9 liegt. Der mittlere Abstand dieser Varianten von der unteren Klassengrenze ist also 4·5. Nun haben wir aus allen Abständen von der unteren Klassengrenze das Mittel zu bilden. Es ist $(52 \cdot 9 \cdot 5 + 63 \cdot 4 \cdot 5) : 115 = 6 \cdot 76$. Die Mittelwerte der Klassen lauten also, wie in der Tabelle schon eingetragen: 7·26, 17·26, 27·26 usw. Jedes dieser Klassenmittel wird mit der Anzahl der Individuen in seiner Klasse multipliziert. Durch Addition dieser Produkte erhält man die Werte q . Der ganze Vorgang ist aus der Tabelle leicht zu ersehen. Die weitere Rechnung ist natürlich ganz gleich, wie die ohne Klasseneinteilung.

Das Rechnen mit den vierstelligen Klassenmitteln ist übrigens ziemlich unbequem. Ich habe mich deshalb noch gefragt, ob es zulässig ist, die Mittel auf die nächste ganze Zahl, in unserem Fall also 7, 17 usw. abzurunden. Es wurde eine der obigen ganz analoge Tabelle aufgestellt und aus beiden Tabellen ζ und L berechnet. Das Ergebnis der ganzen Untersuchung zeigt die folgende Zusammenstellung:

Tabelle 25 (zu S. 128).

	Absolute Werte			Perzente von $\Sigma \varphi$		
	Ohne Klassen- einteilung	Mit genauem	Mit gerundetem	Ohne Klassen- einteilung	Mit genauem	Mit gerundetem
		Klassenmittel			Klassenmittel	
q_1	77	84.52	84	2.1	2.3	2.3
q_2	0	0	0	0	0	0
q_3	15	17.26	17	0.4	0.5	0.5
q_4	0	0	0	0	0	0
q_5	220	216.30	215	5.9	5.8	5.9
q_6	256	255.34	253	6.9	6.9	6.9
q_7	559	559.72	554	15.1	15.1	15.1
q_8	996	1000.54	993	26.9	27.0	27.0
q_9	553	555.20	550	14.9	15.0	15.0
q_{10}	213	203.56	202	5.8	5.5	5.5
q_{11}	277	282.60	280	7.5	7.6	7.6
q_{12}	80	74.52	74	2.2	2.0	2.0
q_{13}	355	360.82	359	9.6	9.7	9.8
q_{14}	30	27.26	27	0.8	0.7	0.7
q_{15}	70	67.26	67	1.9	1.8	1.8
q_{16}	0	0	0	0	0	0
$\Sigma \varphi$	3701	3704.90	3675	100.0	99.9	100.1
L	2287.9	2282.2	2262.0	61.8	61.6	61.6
ζ	168° 23.9'	168° 17.7'	168° 19.8'			
$\frac{\Sigma \varphi}{n}$	30° 50'	30° 52'	30° 37'			
$\frac{L}{n}$	19° 4'	19° 1'	18° 51'			

Besonders wenn man die weiter unten dargelegten Ergebnisse über den mittleren Fehler von R und ψ berücksichtigt, wird deutlich, daß die Verwendung von Fallwinkelklassen und auch die Abrundung der Klassenmittelwerte auf die nächste ganze Zahl durchaus zulässig ist. Die Unterschiede in den Resultaten sind so gering, daß eine graphische Gegenüberstellung nicht möglich ist. Allerdings muß ich bemerken, daß man nach meiner Erfahrung bei einer direkten Eintragung der Fallwinkel aus der Karte in die Tabelle 24 (ohne Verwendung einer Urliste wie Tabelle 13) relativ leicht Irrtümer begeht. Die Benützung von Fallwinkelklassen dürfte sich nur dann empfehlen, wenn man eine sehr große Zahl von Messungen — etwa mehr als tausend — zu verarbeiten hat. Wo es sich nur um wenige hundert Fallzeichen handelt, scheint mir deren getrennte Berücksichtigung vorteilhafter. Sie ist im folgenden auch stets angewendet, falls nicht ausdrücklich das Gegenteil bemerkt ist. Mehr praktischen Wert hätte die Bildung von Fallwinkelklassen bei der Benützung des Sinus- oder Cosinusmaßes, weil dadurch die Werte $\sin \varphi$ resp. $1 - \cos \varphi$ nur für die Klassenmittel, also viel weniger oft, gebildet werden müssen. Man wird in diesem Falle in die zweite Vertikalreihe der Tabelle 24 statt der

Klassenmittel gleich deren entsprechende trigonometrische Funktionen einsetzen. Der Fehler, der dadurch begangen wird, daß man an Stelle des Mittels der Sinuse den Sinus des Mittels der Klasse setzt, kann wohl in allen Fällen vernachlässigt werden.

b) Die allgemeine Schichtneigung.

Im Verlauf der vorhergehenden mathematischen Erörterungen wird sich gewiß mancher Leser schon gefragt haben, welches denn eigentlich die geologische Bedeutung der von uns errechneten Werte ξ und L ist. Klar ist zunächst, daß diese Zahlen noch kein brauchbarer Ausdruck für die Hauptrichtung der Faltung in einem Gebiet sind. Man kann sich ja den Fall denken, daß infolge entsprechender Verteilung der Fallzeichen die großen Komponenten q , die einander jeweils diametral gegenüber liegen, einander aufheben und als Resultierende nur irgendein kleines q übrig bleibt, das zufällig keine gleich große Gegenkraft hat. Unter solchen Umständen könnte die wahre Richtung der Hauptfaltung einer Region ganz gut auch senkrecht auf L stehen. In unserem Beispiel vom Finocchio wurde die Ungeeignetheit von ξ zur Charakterisierung der Faltungsrichtung deshalb nicht so deutlich, weil wir es nur mit dem einen Flügel einer Falte zu tun hatten. Käme ein gleicher Gegenflügel dazu, dann müßten gerade die häufigsten Fallzeichen, die dem Abfall der beiden Faltenschenkel entsprechen, einander größtenteils aufheben. Diese Schwierigkeit wird für den weiteren Gang unserer Untersuchung noch von entscheidender Bedeutung sein. Für jetzt ist jedoch eine andere Überlegung, die sich auf die geologische Bedeutung der Werte L und ξ bezieht, genauer zu prüfen. Wir haben im Vorhergehenden die Gesamtgefaltetheit in jeder der 16 unterschiedenen Richtungen durch eine Summe lokaler Gefaltetheiten ausgedrückt und diese durch eine Strecke dargestellt. Diese Strecken haben wir wie Kräfte zusammengesetzt. Läßt sich die so gewonnene resultierende Strecke nicht auch als Darstellung einer Summe einzelner Gefaltetheiten auffassen, die ähnlich wie $\Sigma \varphi$ für das ganze Gebiet bezeichnend wäre? Dividieren wir sie durch die Anzahl aller Fallzeichen, n , so bekommen wir einen Mittelwert. Es lag nun der Gedanke nahe, daß der Winkel ξ und der Wert $\frac{L}{n}$ uns irgendwie Richtung und Neigung des allgemeinen Schichtabfalles des Gebietes angeben könnte. Durch diese Vermutung wurde ich dazu geführt, mich mit dem Begriff und der Bestimmung des allgemeinen Schichtabfalles näher zu befassen. Obwohl uns die Frage von dem Hauptwege unserer Untersuchung einigermaßen abführt, ist es vielleicht doch nicht ohne Interesse, meine diesbezüglichen Ergebnisse hier mitzuteilen.

Was verstehen wir unter dem allgemeinen Schichtabfall eines Gebietes? Greifen wir eine bestimmte Schichte in einer gefalteten Region heraus, so haben wir eine sehr unregelmäßig gekrümmte und verbogene Fläche vor uns. (Vgl. beispielsweise Tafel 1, Fig. 2.) Diese Fläche ist nun durch eine Ebene zu ersetzen, die ihr möglichst nahe entspricht. Das Einfallen dieser Ebene nach Richtung und Neigung wäre als der allgemeine Schichtabfall des Gebietes zu bezeichnen. Das „Möglichst-nahe-entsprechen“ ist erreicht, wenn die Summe aller Abstände der wirklichen Schichtfläche von der gesuchten Ebene so klein wie möglich ist. Schichtfläche und Ebene werden einander in den meisten Fällen mehrfach schneiden. Sie schließen zwischen sich unregelmäßige, im Querschnitt meist linsenförmige Körper ein. Man kann die Aufgabe auch so definieren, daß die Summe der Volumina aller dieser Körper ein Minimum werden soll. Von dem Vorzeichen der erwähnten Abstände ist dabei natürlich abzusehen. Die Lösung dieser Aufgabe hätte wohl keine grundsätzlichen mathematischen Schwierigkeiten. Es wäre dazu jedoch unbedingt notwendig, für die empirische Schichtfläche eine Gleichung aufzustellen. Dies erscheint praktisch kaum durchführbar, nicht nur wegen der ungemein komplizierten Form der untersuchten Fläche, sondern vor allem, weil unsere Kenntnis dieser Form eine sehr unzureichende ist. Es war deshalb zu fragen, ob nicht auch hier, wie in anderen Fällen, wo unsere Einsicht zur direkten Lösung eines Problems nicht ausreicht, eine statistische Behandlung möglich ist, ob man den all-

gemeinen Schichtabfall nicht annähernd aus den Fallzeichen finden kann. Allerdings können wir die Fallzeichen nicht alle auf derselben Schichtfläche messen. Dies dürfte jedoch ohne großen Belang sein, da wir annehmen dürfen, daß ihre Verteilung in der Erosionsoberfläche eine ganz ähnliche, wie in einer bestimmten Schichtfläche, ist.

Wir gehen von der Überlegung aus, daß die Neigung der gesuchten Ebene sich nach Winkel und Richtung jedenfalls nicht den extremen in der wirklichen Schichtfläche vorkommenden Werten anschließen wird, sondern einem Mittel aller wirklich beobachteten Fallzeichen entsprechen wird. Wir müssen also trachten, aus allen empirisch gefundenen Fallzeichen einen mittleren Wert abzuleiten. Diese Aufgabe unterscheidet sich von der des Kapitels I 1 darin, daß jetzt nicht nur die Neigung, sondern auch die Richtung des Einfallens zu berücksichtigen ist. Um diese Aufgabe zu lösen, werden wir irgendwie aus der Schichtneigung in der Richtung des Fallens auf die Neigung in einer davon abweichenden Richtung schließen müssen. Wir haben die Fallzeichen sozusagen in eine gemeinsame Richtung hineinzudrehen, wobei wegen der Veränderung der Richtung in jedem Fall eine entsprechende Veränderung der Neigung vorzunehmen ist.

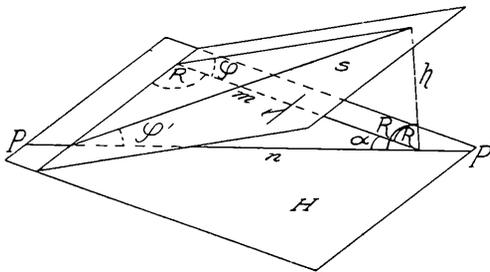


Fig. 32. Ableitung der Schichtneigung in einer zur Fallrichtung schrägen Profilebene aus dem Fallwinkel.

H = Horizontalebene.

S = Schichtfläche.

$P-P$ = Richtung des Profils.

α = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene.

φ = Fallwinkel.

φ' = Neigung der Schichtfläche im Profil.

Hier ist nun gleich einer besonderen Schwierigkeit zu gedenken. Auf S. 117 war von der eigentümlichen Gestalt des Geltungsbereiches des einzelnen Fallzeichens die Rede. Wir sahen, daß der Durchmesser des Geltungsbereiches in einer schrägen Richtung jedenfalls ein anderer sein wird, als in der Richtung des Einfallens selbst. Verschieden stark aus ihrer ursprünglichen Richtung gedrehte Fallwinkel sind deshalb streng genommen nicht gleichwertig, weil sie in der neuen, gemeinsamen Richtung über verschieden große Strecken gelten. Da wir jedoch derzeit keine Möglichkeit haben, die Form des Geltungsbereiches genauer zu bestimmen, bleibt uns nichts übrig, als die Gewichte verschieden stark gedrehter, nach der Drehung gleich großer Winkel für die Rechnung gleichzusetzen, obwohl wir wissen, daß dadurch ein nicht näher bestimmbarer Fehler begangen wird.

Das, was ich als das Drehen der Fallzeichen bezeichnet habe, nämlich die Berechnung der Neigung einer Schichtfläche in einer zum Einfallen schrägen Richtung, gestaltet sich ganz einfach. Es sei der Winkel der Schicht mit der Horizontalen wie gewöhnlich φ . Den Winkel, den die Spuren der Schichtfläche und der Horizontalen in einer von der Fallrichtung abweichenden, senkrechten Ebene bilden, nenne ich φ' , den Winkel zwischen der Fallrichtung und der neuen Richtung α . Dann ist nach Fig. 32

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{h}{m} \quad \text{und} \quad \operatorname{tg} \varphi' = \frac{h}{n} = h : \frac{m}{\cos \alpha} = h \cos \alpha \cdot \frac{h}{\operatorname{tg} \varphi} = \operatorname{tg} \varphi \cos \alpha$$

Es wird vielleicht das Verständnis der folgenden Seiten beleben, wenn wir uns zunächst eine Übersicht über die Veränderungen verschaffen, die verschieden große Fallwinkel durch verschieden starkes Drehen erfahren. Wir erreichen dies am einfachsten durch die hier folgende Tabelle 26 und ihre graphische Darstellung in Fig. 33.

Man erkennt, daß kleine Drehungen nur von sehr geringem Einfluß sind. Bei starker Drehung nähern sich alle Winkel dem Wert 0. Besonders die großen Neigungswinkel ändern sich bei fortgesetzter Drehung anfangs sehr wenig, um zuletzt äußerst rasch abzunehmen. Der Wert, den ein saigerer Fallwinkel bei Drehung um 90° annimmt, läßt sich nicht angeben, weil $\operatorname{tg} 90^\circ \cdot \cos 90^\circ = \alpha \cdot 0 = \text{unbestimmt}$ ist. Tabelle 26 und Fig. 33 können auch dazu benützt werden, um die Größe irgendeines gedrehten Fallwinkels ungefähr abzu-

lesen. Handelt es sich um die Bestimmung des Ausdruckes $tg \varphi \sin \alpha$, der weiter unten eine Rolle spielen wird, so genügt es, auf der Abszissenskala stets den Komplementwinkel von α aufzusuchen. Besonders bei der Ermittlung der ersten Näherungswerte für die allgemeine Fallrichtung in der weiter unten folgenden Rechnung dürfte diese angenäherte Bestimmung der gedrehten Winkel brauchbar sein. Die zu den in den Urlisten häufigsten Fallwinkelzahlen, den Vielfachen von 5, gehörigen Werte können teils direkt aus der Tabelle, teils durch eine sehr einfache Interpolation aus der Figur entnommen werden. Bei anderen Fallwinkeln ist die Interpolation etwas heikler, dürfte aber in vielen Fällen doch noch eine genügende Genauigkeit liefern.

Tabelle 26.
Übersicht der Schichtneigungen in von der Fallrichtung abweichenden Richtungen.

$\alpha =$	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	
$\varphi =$	$\varphi' =$																		
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	5·0	4·9	4·8	4·7	4·5	4·3	4·1	3·8	3·5	3·2	2·9	2·5	2·1	1·7	1·3	0·9	0·4	0	0
10	10·0	9·8	9·7	9·4	9·1	8·7	8·2	7·7	7·1	6·5	5·8	5·0	4·3	3·4	2·6	1·8	0·9	0	0
15	15·0	14·8	14·5	14·1	13·6	13·1	12·4	11·6	10·7	9·8	8·7	7·6	6·5	5·2	4·0	2·7	1·3	0	0
20	19·9	19·7	19·4	18·9	18·2	17·5	16·6	15·6	14·4	13·2	11·8	10·3	8·8	7·1	5·4	3·6	1·8	0	0
25	24·9	24·7	24·2	23·7	22·9	22·0	20·9	19·6	18·2	16·7	15·0	13·1	11·2	9·7	6·9	4·6	2·3	0	0
30	29·9	29·6	29·2	28·5	27·6	26·6	25·3	23·8	22·2	20·4	18·3	16·1	13·7	11·2	8·5	5·7	2·9	0	0
35	34·9	34·6	34·1	33·4	32·4	31·2	29·8	28·2	26·3	24·2	21·9	19·3	16·5	13·5	10·3	6·9	3·5	0	0
40	39·9	39·6	39·0	38·2	37·2	36·0	34·5	32·7	30·7	28·3	25·7	22·8	19·5	16·0	12·2	8·3	4·2	0	0
45	44·9	44·6	44·0	43·2	42·2	40·9	39·3	37·4	35·3	32·7	29·9	26·6	22·9	18·9	14·5	9·8	5·0	0	0
50	49·9	49·6	49·0	48·2	47·2	45·9	44·3	42·4	40·1	37·4	34·4	30·8	26·7	22·2	17·2	11·7	5·9	0	0
55	54·9	54·6	54·1	53·3	52·3	51·0	49·5	47·6	45·3	42·6	39·3	35·5	31·1	26·0	20·3	13·9	7·1	0	0
60	59·9	59·6	59·1	58·4	57·5	56·3	54·8	53·0	50·8	48·1	44·8	40·9	36·2	30·6	24·2	16·7	8·6	0	0
65	64·9	64·7	64·2	63·6	62·8	61·7	60·4	58·7	56·6	54·0	50·9	47·0	42·2	36·2	29·0	20·4	10·6	0	0
70	69·9	69·7	69·4	68·8	68·1	67·1	66·0	64·6	62·8	60·5	57·6	54·0	49·3	43·2	35·4	25·5	13·5	0	0
75	75·0	74·8	74·5	74·1	73·5	72·8	71·9	70·7	69·2	67·4	65·0	61·8	57·6	51·9	44·0	33·0	18·0	0	0
80	80·0	79·8	79·6	79·4	79·0	78·5	77·8	77·0	76·0	74·7	72·9	70·6	67·4	62·7	55·7	44·6	26·3	0	0
85	85·0	84·9	84·8	84·7	84·5	84·2	83·9	83·5	83·0	82·2	81·3	80·1	78·3	75·6	71·3	63·3	44·9	0	0
90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	?

So einfach diese Prinzipien sind, so wird ihre Anwendung doch recht schleppend, weil es unvermeidlich ist, die Fallzeichen nicht nur nach Richtung, sondern auch nach Neigung getrennt zu behandeln. Denn bei der sehr verschieden raschen Änderung der Tangente für große und kleine Winkel ist es natürlich noch viel weniger, als beim Sinus oder Cosinus gestattet, das Mittel der Tangente einer Anzahl von Winkeln der Tangente des Mittels dieser Winkel gleichzusetzen. Wir können deshalb aus $\sum tg \varphi'$ nicht auf $\frac{\sum \varphi'}{n}$ schließen, sondern müssen alle Winkel φ' für sich ermitteln. Etwas vereinfacht wird diese Arbeit, wenn man Winkelklassen anwendet. Innerhalb des Klassenspielraumes von 10° werden wir die Änderung der Tangente der des Winkels ohne zu großen Fehler proportional setzen dürfen.

Die Aufgabe der Ermittlung des allgemeinen Schichtabfalles zerfällt nun in zwei Teile. Zunächst muß seine Richtung festgestellt werden. Sie wird ausgedrückt durch den Winkel ξ , den die Fallrichtung der gesuchten Ebene mit der Ostrichtung bildet. Dann erst können die einzelnen Fallzeichen in die neue Richtung gedreht und es kann aus den Winkeln φ' ein Mittel gebildet werden. Zur Bestimmung des Winkels ξ schien mir folgender Weg geeignet: Greifen wir in dem untersuchten Terrain zwei beliebige, aufeinander senkrechte Richtungen

heraus und drehen wir alle Fallzeichen zuerst in die eine, dann in die andere dieser Richtungen, so werden sich im allgemeinen beidemal bestimmte, positive oder negative Winkelsummen ergeben. Wenn wir jedoch zufällig die gesuchte Richtung des allgemeinen Schichtabfalles getroffen hätten, dann erhielten wir senkrecht darauf die Summe 0. Denn man wird wohl behaupten können, daß senkrecht auf den allgemeinen Schichtabfall, d. h. im Sinne des allgemeinen Streichens, gar keine Gesamtnéigung nach der einen oder anderen Seite vorhanden ist. Bezeichnen wir die Néigungswinkel in der zum allgemeinen Fallen senkrechten Richtung mit φ'' , so ist

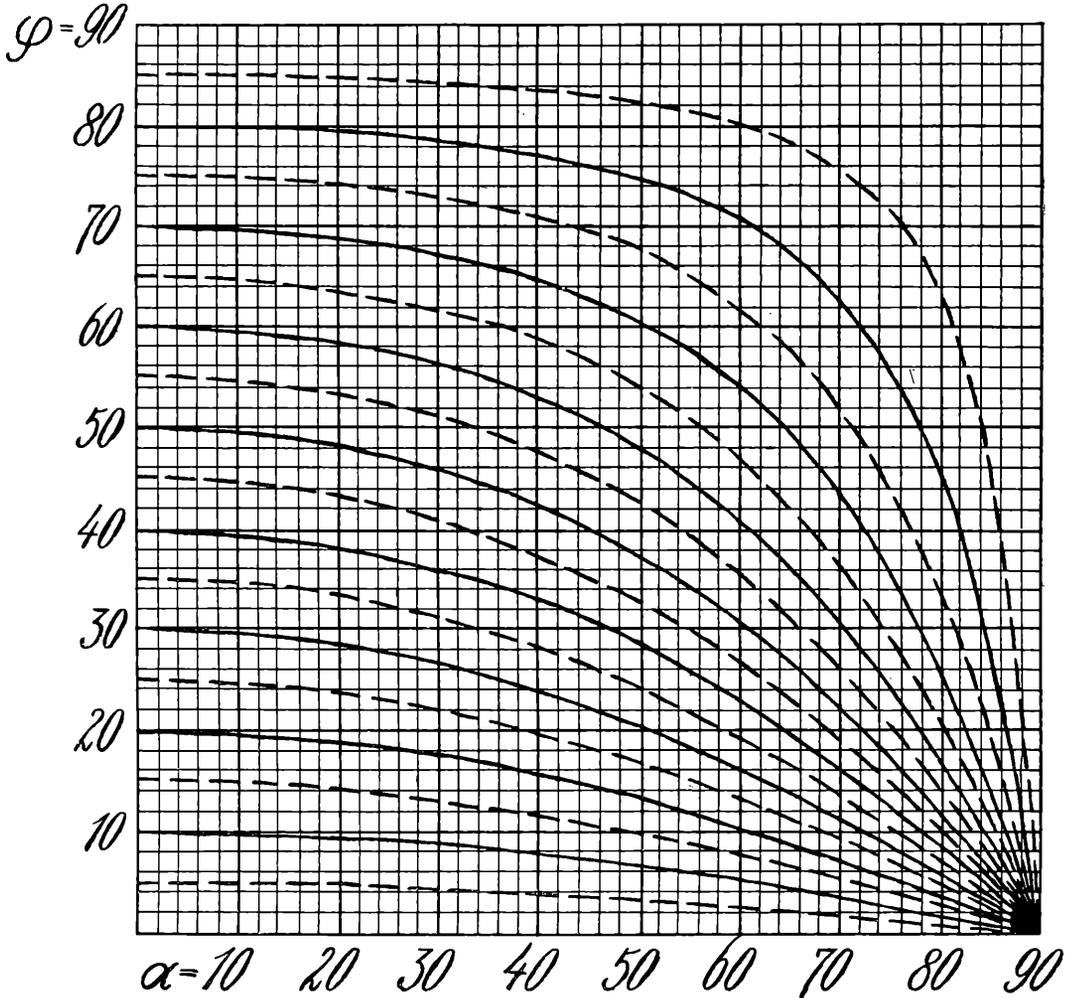


Fig. 33. Graphische Darstellung der Änderung des Fallwinkels beim Drehen der Profilebene aus der Fallrichtung heraus.
 φ = ursprünglicher Fallwinkel. α = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene.

unsere Aufgabe also jetzt darauf zurückgeführt, die Richtung zu ermitteln, für die $\Sigma \varphi'' = 0$ ist. Diese Aufgabe läßt sich mit beliebig großer Annäherung unter Anwendung der sogenannten Fehlerregel lösen. Zunächst ist $\text{tg } \varphi'' = \text{tg } \varphi \cos (90 - \alpha) = \text{tg } \varphi \sin \alpha$. Weiter ist ganz analog wie für ζ

$$\alpha = \beta - \xi.$$

Bezeichnen wir schließlich $\Sigma \varphi''$ mit s , so haben wir die Gleichung

$$s = \Sigma \text{arctg} [\text{tg } \varphi \sin (\beta - \xi)].$$

In dieser Gleichung sind alle Glieder bekannt, mit Ausnahme von ξ , das wir als unabhängige Veränderliche, und s , das wir als abhängige Veränderliche auffassen. Diese soll gleich 0 werden. Zu bemerken ist noch, daß nach den weiter unten folgenden Ausführungen über die mittleren Fehler der aus den Fallzeichen abgeleiteten Gesamtwerte eine Bestimmung von ξ auf mehr als ganze Grade eigentlich zwecklos ist. Unsere Aufgabe ist

Tabelle 27b.

Nummer und Richtung der Richtungsklasse α 180 - α		9. W +11° 36'	10. WSW +34° 6'	11. SW +56° 36'	12. SSW +79° 6'	13. S +101° 36' 78° 24'	14. SSO +124° 6' 55° 54'	15. SO +146° 36' 33° 24'	16. OSO 169° 6' 10° 54'
Klassen- grenze		p		p		p		p	
mittel τ	$\log \operatorname{tg} \tau$								
0° 30'	7° 16'			6·08	1		7·12	1	
10° 30'	17° 16'			14·55	3				
20° 30'	27° 16'	3·58	7	16·12	4		26·78	1	23·12
30° 30'	37° 16'	5·92	8	23·10	1		36·70	1	
40° 30'	47° 16'	8·70	4	23·10	1	36·77	2		
50° 30''	57° 16'			42·10	2				
60° 30'	67° 16'						56·73	1	
70° 30'	77° 16'	0·03440					66·85	1	52·72
80° 30'	87° 16'	0·19192	25·62	1			77·02	1	
90° 30'		0·37779					87·22	1	
		0·64595							
		1·32110							
			25·06	64·48	6·08				
			47·36	23·10	43·65				
	$p \tau''$		34·80	41·10	46·56				
			25·63		64·84				
					84·20				
	$\Sigma p \tau''$	+ 132·85	+ 128·68	+ 245·33	+ 73·54	+ 358·42	+ 23·12	+ 52·72	0

Durch Addition der in der letzten Zeile stehenden Teilsummen erhält man

$$s_1 = 1014·66 - 1073·69 = - 59·03.$$

s ist also etwas zu klein. Es fragt sich, in welchem Sinn ξ geändert werden muß, damit s größer wird. Offenbar hängt das Vorzeichen von s von dem Größenverhältnis der positiven φ'' zu den negativen ab. Da die φ konstant sind, wird die Größe der einzelnen φ'' nur durch die Größe der zugehörigen $\sin a$ bestimmt. Für diese aber gilt folgendes: Dem Vorzeichen nach stimmen sie mit a überein. Wächst ξ , so nehmen nach der Formel $\alpha = \beta - \xi$ die positiven α ab, die negativen nehmen dem absoluten Wert nach zu. Dadurch werden die $\sin a$ zwischen 0 und +90° kleiner, die zwischen +90° und 180° größer. Das Umgekehrte gilt für die absoluten Werte der negativen $\sin a$. Nun liegen aber augenscheinlich viel mehr Fallzeichen in den Richtungsklassen zwischen $\alpha = +90^\circ$ und $\alpha = -90^\circ$, als jenseits dieser Grenzen. Deshalb wird bei wachsendem ξ die Gesamtsumme der positiven φ'' abnehmen, die Summe der negativen φ'' zunehmen, d. h. s wird abnehmen. Um also ein größeres s zu erhalten, müssen wir ξ verkleinern. Wir tun dies ziemlich energisch, um jedenfalls ein positives s zu bekommen, und setzen nach einer oberflächlichen Schätzung

$$\xi_2 = 162^\circ 30'$$

Dazu gehört der Wert $s_2 = +217·19$. Wir haben also zu stark korrigiert. Doch läßt sich die Art der Änderung von s bei einer Änderung von ξ jetzt schon besser beurteilen und wir nehmen als dritten Näherungswert

$$\xi_3 = 167^\circ.$$

Daraus folgt: $s = +7·15$. Auf das erste und dritte Wertepaar können wir nun die Regula falsorum anwenden. Die Formel lautet in unserem Fall:

$$\xi_4 = \xi_1 - s_1 \frac{\xi_3 - \xi_1}{s_3 - s_1} = 168.40 + 59.03 \frac{-1.4}{+66.18} = 168.40 - 1.25 = 167.15 = 167^\circ 9'$$

Rechnen wir für diesen neuen Wert wieder s aus, so erhalten wir: $s_4 = -0.91$. s nähert sich also schon stark dem Wert 0. Vorsichtshalber können wir auf die beiden zuletzt gefundenen Zahlenpaare nochmals die Fehlerregel anwenden. Sie ergibt:

$$\xi_5 = 167^\circ 8'$$

Es wäre zwecklos, die Rechnung noch weiter zu verfolgen. Der Wert $\xi = 167^\circ 8'$ ist, besonders nach dem oben (S. 136) Gesagten, reichlich genau genug und wir kennen damit die Richtung des allgemeinen Schichtabfalles. Eine Probe auf diesen Teil der Rechnung ist kaum nötig, weil die letzten Bestimmungen von s einander gegenseitig genügend kontrollieren. Ein größerer Rechenfehler würde sich durch eine unerwartete Änderung von s sofort bemerkbar machen. Kleine Fehler könnten die Rechnung höchstens verzögern, aber innerhalb der notwendigen Genauigkeit kaum verfälschen.

Es erübrigt nun noch, die Neigung Φ zu bestimmen, und zwar nach der Formel

$$\Phi = \frac{1}{n} \Sigma \operatorname{arctg} (tg \varphi \cos \alpha).$$

Die dazu notwendige Tabelle ist der obigen ganz analog. Da aber jetzt nicht mit $\sin \alpha$ sondern mit $\cos \alpha$, multipliziert wird, ändert man die Aufeinanderfolge der Richtungsklassen besser ab, damit die eine Halbtabelle wieder alle positiven, die andere alle negativen Teilsummen enthält. Am Schluß der Rechnung ist es sehr wichtig, darauf zu achten, daß durch n — nicht etwa durch n' — dividiert wird, damit auch die horizontalen Fallzeichen in das Ergebnis eingehen. Denn prinzipiell müssen ja auch diese in die Fallrichtung hineingedreht werden, nur daß dazu allerdings keine Rechnung notwendig ist, da ihre Neigung nach jeder Richtung 0 ist.

Tabelle 28a.

Nummer und Richtung α		5. N - 77° 8'		6. NNW - 54° 38'		7. NW - 32° 8'		8. WNW - 9° 38'		9. W + 12° 52'		10. WSW + 35° 22'		11. SW + 57° 52'		12. SSW + 80° 22'	
τ	$\log tg \tau$	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p
7° 16'	1.10555			4.22	1	6.17	1							3.88	1		
17° 16'	1.49252			10.20	2	14.75	7	17.03	8	16.85	7			9.38	3		
27° 16'	1.71215	6.55	1	16.62	2	23.58	10	26.93	11	26.68	8	22.80	4	15.33	2		
37° 16'	1.88131	9.62	1	23.77	3	32.80	3	36.87	2	36.57	4	31.82	1	22.03	2	7.25	2
47° 16'	0.03440	13.55	2	32.07	1	42.52	1	46.87	2					29.93	2		
57° 16'	0.19192	19.10	1					56.90	2			51.75	1				
67° 16'	0.37779							66.97	3	66.75	1						
77° 16'	0.64595							77.08	1								
87° 16'	1.32110																
		6.55		4.22		6.17		136.24		117.95		91.20		3.88			
		9.62		20.40		103.25		296.23		213.44		31.82		28.14			
		27.10		33.24		235.80		73.74		146.28		51.75		30.66			
	$p \tau'$	19.10		71.31		98.40		93.74		66.75				44.06			
				32.07		42.52		113.80						59.86			
								200.91									
								77.08									
	$\Sigma p \tau'$	+ 62.37		+ 161.24		+ 486.14		+ 991.74		+ 544.42		+ 174.77		+ 166.60		+ 14.50	

Tabelle 28b.

Nummer und Richtung α $180 \pm \alpha$		13. S +102° 52' 77° 8'	14. SSO +125° 22' 54° 38'	15. SO +147° 52' 32° 8'	16. OSO +170° 22' 9° 38'	1. O -167° 8' 12° 52'	2. ONO -144° 38' 35° 22'	3. NO -122° 8' 57° 52'	4. NNO -99° 38' 80° 22'						
τ	$\log \operatorname{tg} \tau$	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p	τ'	p
7° 16'	$\bar{1}$.10555	1.63	1												
17° 16'	$\bar{1}$.49252											9.38	1		
27° 16'	$\bar{1}$.71215	6.55	1	16.62	1					26.68	1				
37° 16'	$\bar{1}$.88131	9.62	1												
47° 16'	0.03440														
57° 16'	0.19192	19.10	1							56.60	1				
67° 16'	0.37779	27.98	1			63.67	1								
77° 16'	0.64595	44.58	1												
87° 16'	1.32110	77.90	1												
$\Sigma p \tau'$		- 187.36		- 16.62		- 63.67		0		- 83.28		0		- 9.38	0

$$\bar{\Phi} = \frac{\Sigma \varphi'}{n} = \frac{2601.78 - 360.31}{120} = \frac{2241.47}{120} = 18.679 = 18^{\circ} 41'$$

Zum Vergleich seien die auf S. 123 gefundenen Werte für die Resultierende des Halbdigrammes des Westhanges des Finocchio nochmals angeführt:

$$\zeta = 168^{\circ} 24' \quad L = 2287.9,$$

$$\text{daher } \frac{L}{n} = 18.75 = 18^{\circ} 48'$$

Als zweites Beispiel sei die flachgelagerte Region Pasubio—Campomolon gewählt, die auf S. 114 genauer umschrieben ist. Wir berechnen zuerst die charakteristischen Werte des Halbdigrammes⁷⁾ und erhalten:

$$\begin{aligned} \frac{\Sigma \varphi}{n} &= 13^{\circ} 28' & \zeta &= 119^{\circ} 2' \\ L &= 775.75 & \frac{L}{n} &= 6.359 = 6^{\circ} 22' \end{aligned}$$

Dazu ist zu bemerken, daß von den 125 gemessenen Fallzeichen die drei schon auf S. 114 erwähnten aus der Rechnung ausgeschaltet wurden. Sie liegen ganz nahe beisammen, westlich Serrada und stehen augenscheinlich mit dem östlichen Naukbruch in inniger Beziehung, dürften also mit dem allgemeinen Faltungszustand des Gebietes nur sehr mittelbar zusammenhängen. Natürlich wurden sie auch bei der Berechnung des mittleren Schichtabfalles nicht berücksichtigt. Diese geschieht nach der eben dargelegten Methode. Man findet:

$$\xi = 120^{\circ} 6' \quad \Phi = 6^{\circ} 36'$$

Berücksichtigt man die ziemlich große Ungenauigkeit aller Messungen und daraus abgeleiteten Gesamtwerte, so wird man sagen müssen, daß in diesen beiden Beispielen die einfache Ausrechnung des Halbdigrammes einen sehr befriedigenden Näherungswert für den allgemeinen Schichtabfall liefert, dessen vollständige Berechnung ja immerhin umständlicher und zeitraubender ist.

Ehe ich auf die Darstellung des dritten Beispielen eingehe, muß einer wesentlichen Schwierigkeit der befolgten Methode gedacht werden. In den bisher der Rechnung unterworfenen Fällen kamen nur spitze

⁷⁾ Sie sind nach einer später nicht verwendeten Methode mit Fallwinkelklassen berechnet und deshalb nicht genau, was aber hier belanglos ist.

Fallwinkel vor. Läßt sich dasselbe Verfahren auch auf überkippte Schichten anwenden? Es sei in Fig. 32 (S. 134) S eine überkippte Schichte. φ wäre dann also das Supplement des Fallwinkels und dieser selbst hätte die Größe $180 - \varphi$. Nehmen wir wieder die Drehung vor, so erhalten wir den neuen Winkel, der in der Figur $180 - \varphi'$ hieße. Dieser Winkel ist natürlich stets größer als der ursprüngliche, nicht kleiner, wie bei normalem Einfallen. Je größer α , desto größer der neue Winkel, den wir, wenn wir von der zufälligen Beschriftung der Fig. 32 absehen, natürlich selbst als φ' bezeichnen. Wählen wir die neue Richtung senkrecht auf das Einfallen, also im Streichen, so wird φ' für jedes $\varphi > 90^\circ$ gleich 180° . Denn legen wir durch eine überkippte Schichtfolge ein Profil in der Streichrichtung, so erscheinen zwar alle Schichten horizontal, aber die jüngsten liegen immer noch unten, die ältesten oben, was einer Neigung von 180° entspricht. Auch arithmetisch ergibt sich dasselbe Resultat. Denn da die Tangente im zweiten Quadranten negativ ist und der Cosinus für 90° gleich 0 wird, nähert sich der Ausdruck $tg \varphi' = tg \varphi \cos \alpha$ bei Annäherung von α an 90° von der negativen Seite her der Null, was einer Annäherung des Winkels φ' an 180° entspricht. Vergrößern wir α noch mehr, so wird φ' natürlich negativ, da die Richtung der Überkippfung jetzt der gewählten Hauptrichtung entgegengesetzt ist. Der absolute Wert von φ' nimmt nun wieder ab, bis es für $\alpha = 180^\circ$ gleich $-\varphi$ wird. Daraus folgt aber, daß φ' bei $\alpha = 90^\circ$ von $+180^\circ$ auf -180° springt. Deshalb läßt sich für $\alpha = 90^\circ$ dem Winkel φ' kein bestimmter Wert beilegen, da — so viel ich sehe — keine Möglichkeit besteht, zwischen den Werten $+180^\circ$ und -180° zu wählen. So einleuchtend diese Ableitung mathematisch scheint, so ist sie doch vom tektonischen Standpunkt aus ziemlich verblüffend. Nehmen wir an, es wäre überhaupt nur eine Richtungsklasse vertreten und in dieser käme ein überkippter Winkel vor. Dann würde sich rechnerisch senkrecht auf die Fallrichtung eine Neigung von $\pm \frac{180}{n}$

ergeben, während doch zweifellos senkrecht auf die einzige vorhandene Fallrichtung eigentlich gar keine Neigung vorhanden ist. Einen Sinn hat allerdings auch dieser mathematische Ausdruck, nämlich den ganz richtigen, daß im n -ten Teil aller möglichen Längsprofile nicht die Neigung 0, sondern die Neigung 180° herrscht, was ja tatsächlich zu erwarten ist, wenn $1/n$ aller Fallzeichen überkippt ist.

Die Schwierigkeiten, die die Berücksichtigung überkippter Schichtstellungen mit sich bringt, werden nun besonders deutlich bei der Ermittlung von ξ nach unserer statistischen Methode. Für spitze Fallwinkel gilt hier die Regel, daß φ'' umso kleiner ist, je näher die Fallrichtung des einzelnen Fallzeichens der angenommenen Gesamtrichtung liegt. Für überkippte Winkel aber verhält sich die Sache gerade umgekehrt. Sie tragen also mit einem um so größeren Summanden zu s bei, je näher die gewählte Richtung ihrer eigenen kommt. Da ferner jetzt einzelne Summanden ihren Wert plötzlich um 180° ändern, wird die Funktion

$$s = \Sigma \operatorname{arctg} [tg \varphi \sin (\beta - \xi)]$$

für die Werte $\xi = \beta$ unstetig, so oft der betreffenden Richtungsklasse ein überkippter Winkel angehört. Deshalb kann es sehr leicht geschehen, daß s für gar keinen Wert von ξ 0 wird, weil die Funktion von einem positiven gleich auf einen negativen Wert springt. Ob also die Gleichung

$$\Sigma \operatorname{arctg} [tg \varphi \sin (\beta - \xi)] = 0$$

eine reale Lösung hat, hängt hier von zufälligen Umständen ab. Unter diesen Verhältnissen ist wohl auch anzunehmen, daß ξ — falls ein solches überhaupt ermittelt werden kann — von ζ oft stark verschieden sein wird.

Trotz dieser a priori erkennbaren Schwierigkeit wollen wir doch auch ein Beispiel durchrechnen, in dem einige überkippte Fallzeichen vorkommen, um in die obwaltenden Verhältnisse einen besseren Einblick zu gewinnen. Wir wählen dazu die Sieben Gemeindeflexur, aber nicht in ihrer ganzen Länge, sondern nur in ihrem mittleren Teil, in dem die Lagerungsverhältnisse mehr gleichartige sind, nämlich zwischen dem Astico- und Gadenatal. Es wird notwendig sein, den Gang der Rechnung wenigstens in den Hauptzügen anzudeuten. Die Urliste der Fallzeichen für die angegebene Region ist folgende:

Tabelle 29.
Die Fallzeichen des mittleren Teiles der Sieben Gemeindeflexur.

O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
	65			5	20	10			45	20	15	15	55	45	32
	25									15	30	15	20	30	18
										20	50	90	70	40	
										50	115	15	30	70	
										50		30	15	10	
												45	50	20	
												90	30	45	
												95	5	20	
												70	30	20	
												30	55	20	
												45		30	
												70		30	
												15		30	
												15		25	
												60		25	
												15		30	
												20		80	
												60		35	
												30		30	
												15		65	
												20			
												8			
												30			
												20			
												60			
												30			
												50			
												40			
												45			
												45			
												135			
												50			
												45			
												60			
												65			
												60			
0	90	0	0	5	20	10	0	0	45	155	210	1603	360	700	50
$n' = 83$									$n = 84$						

Es kommen darin drei überkippte Einfallen vor, die durch fetten Druck hervorgehoben sind. Sie dürfen in diesem Beispiel nicht etwa, wie bei der flachgelagerten Region Pasubio—Campomolon ausgeschaltet werden, weil das Auftreten einzelner Überkipnungen hier als typisch, zur Flexur selbst gehörig, nicht als eine lokale Abnormität angesehen werden muß. Die Ausrechnung des Halbdigrammes ergibt:

$$\frac{\sum \varphi}{n} = 38^{\circ} 40'$$

$$\xi = 280^{\circ} 48'$$

$$L = 2754 \cdot 2$$

$$\frac{L}{n} = 32^{\circ} 47'$$

Als Ausgangspunkt für die Berechnung von ξ wählen wir deshalb den Wert

$$\xi_1 = 281^\circ.$$

Wir erhalten $s_1 = -438.86$, also einen sehr großen Fehler. Um zu sehen, ob s überhaupt 0 werden kann, nehmen wir nun zunächst eine Richtung ganz nahe bei der Südrichtung vor. Denn da in der S-Klasse zwei überkippte Fallzeichen liegen, ist hier eine Diskontinuität der s -Kurve zu erwarten. Wir berechnen:

$$\xi_2 = 271^\circ \qquad s_2 = +67^\circ 49'$$

Daraus sehen wir, daß die s -Kurve in unserem Fall die X-Achse tatsächlich schneidet. Die weitere Rechnung verläuft dann ganz so, wie in den vorhergehenden Beispielen und wir bekommen als richtigen Wert von ξ den Winkel

$$\xi = 271^\circ 55'.$$

Um eine bessere Vorstellung von der Diskontinuität der s -Kurve in unserem Beispiel zu gewinnen, berechnen wir noch das Wertepaar

$$\xi_3 = 269^\circ \qquad s_3 = +961^\circ 67.$$

Aus dem Vergleich von s_3 mit s_2 kann man schon vermuten, daß der Wert von s sich beim Passieren der Richtung $\xi = 270^\circ$ plötzlich ändert, und zwar um mehrere hundert Einheiten kleiner wird. Wie aus den vorhergehenden Auseinandersetzungen hervorgeht, beträgt die Abnahme genau 720° , weil nämlich zwei Winkel φ'' von $+180^\circ$ nach -180° umschlagen. Man kann natürlich auch unschwer die Grenzwerte berechnen,

die s für $\xi = 270^\circ$ annimmt und zwischen denen die Kurve unterbrochen ist. Setzen wir $\xi = 270^\circ$, so werden alle spitzen Fallwinkel der Richtungsklasse 13 gleich 0, die beiden stumpfen aber gleich $\pm 180^\circ$. Die Summen aus den anderen Richtungsklassen werden wie gewöhnlich berechnet und wir erhalten

$$\xi_4 = 270^\circ \qquad s_4 = 514.84 \pm 360.$$

Fig. 34 zeigt den Verlauf der s -Kurve in der von uns untersuchten Gegend.

Aus dem Gesagten ist nun aber auch ganz deutlich, daß es nur einer geringen Verschiedenheit im Ansatz bedürfte, damit überhaupt für keine Richtung der Wert $s = 0$ eintreten könnte. Wäre beispielsweise in der südlichen Richtungsklasse noch ein weiterer überkippter Fallwinkel vorhanden, so wäre s für alle $\xi > 270^\circ$ um 90° bis 180° kleiner als jetzt und stets negativ. Beim Passieren der S-Richtung würde es aber plötzlich um 1080° größer, also positiv. Die beiden Grenzwerte von s_4 wären dann 514.84 ± 540 , hätten also verschiedenes Vorzeichen. Ähnliches könnte auch durch Vermehrung der Fallwinkel in den von ξ stark abweichenden negativen Richtungsklassen zustande kommen. Es zeigt sich demnach, daß das vorgeführte Rechenverfahren in vielen Fällen nicht zum Ziel führt, sobald Schichtüberkipnungen vorkommen, und daß das Resultat dort, wo ein solches überhaupt erreicht wird, von dem aus dem Halbdigramm gewonnenen stark abweicht. Eine Betrachtung der Urliste S. 142 lehrt aber, daß der nach der umständlicheren Methode bestimmte Wert für die allgemeine Fallrichtung wohl kaum der bessere ist. Denn offenbar weicht der wahre allgemeine Schichtabfall von der Südrichtung viel stärker gegen 0 ab, als der von uns berechnete Winkel $\xi = 271^\circ 55'$ angibt. Diese Schwierigkeiten bei der Bearbeitung überkippter Schichten sind nun wohl kaum zufällige, die durch

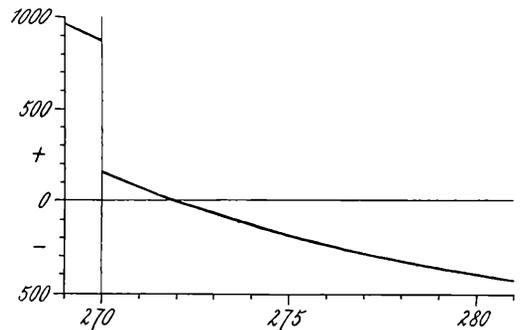


Fig. 34. Ein Stück der s -Kurve des mittleren Teiles der Sieben Gemeindenflexur, wenn die überkippten und normalen Fallzeichen beim Drehen gleich behandelt werden. (Vgl. Text.)

eine vollkommener mathematische Methode behoben werden könnten. Sie beruhen vielmehr letzten Endes darauf, daß die Fallzeichenstatistik eben überhaupt nur dann einen brauchbaren Wert für den allgemeinen Schichtabfall liefert, wenn die untersuchte Schichtfläche nicht allzusehr von der Ebene, durch die sie ersetzt werden soll, abweicht. Immerhin könnte man versuchen, durch eine Änderung der Methode das Ergebnis zu verbessern. Jede solche Änderung, durch die der störende Einfluß der stumpfen Fallwinkel ausgeschaltet werden soll, wird allerdings bis zu einem gewissen Grad willkürlich sein. Sie kann jedoch geologisch verwendbar sein, wenn sie folgende Bedingungen erfüllt.

1. Das überkippte Fallzeichen muß auf jeden Fall einen stärkeren Einfluß auf die Bestimmung von ξ haben, als ein beliebiges normales der gleichen Richtungsklasse.

2. Dieser Einfluß muß mit zunehmendem φ wachsen.

3. Der Einfluß muß auch mit zunehmendem α zunächst zunehmen, er muß für $\alpha = 90^\circ$ am größten, für $\alpha = 0^\circ$ aber gleich 0 sein, sodaß der Übergang von einem positiven zu einem negativen Einfluß nicht durch einen Sprung, sondern kontinuierlich erfolgt.

Der dritten dieser drei Bedingungen widerspricht die oben vorgeführte gleiche Behandlung der spitzen und stumpfen Fallwinkel. Die ersten beiden Bedingungen schließen es aus, daß man etwa statt der überkippten Fallwinkel einfach deren Supplemente verwendet. Dagegen erscheinen die drei Bedingungen annähernd erfüllt,

wenn man statt jedes überkippten φ zweimal den Winkel $\frac{\varphi}{2}$ in die Tabelle einführt. Die nähere Form der

s-Kurve ist allerdings auch dann keine einwandfreie. Auch kommt es vor, daß die beiden gedrehten halben Winkel zusammen kleiner als ein gedrehter spitzer Fallwinkel sind, wenn nämlich die Überkippfung sehr gering ist und ein nahe bei 90° betragender spitzer Fallwinkel zum Vergleich herangezogen wird. Vgl. die Tabelle auf S. 135. Immerhin soll unser drittes Beispiel mit dieser Abänderung noch einmal durchgerechnet werden, um zu sehen, was dabei herauskommt. Wir setzen also in der Richtungsklasse SSW statt des Winkels von 115° zwei Winkel von 58° und in der Südklasse statt 95° zweimal 48° , statt 135° zweimal 68° . Das Ergebnis ist

$$\xi = 278^\circ 5',$$

also ein Wert, der ξ wesentlich näher liegt, als der früher gefundene Winkel, obzwar der Unterschied immer noch größer als in den beiden früheren Beispielen ist. Das zugehörige Φ finden wir auf S. 149 in einem anderen Zusammenhang und nach einer etwas abweichenden Methode zu $33^\circ 54'$.

Abschließend läßt sich wohl behaupten, daß die Resultierende des Halbdigrammes in Gegenden vom Bauplan der Lessinischen Alpen und innerhalb eines einzelnen Faltenschenkels meist einen sehr brauchbaren annähernden Aufschluß über Richtung und Neigung des mittleren Schichtabfalles liefert. Nur dort, wo viele überkippte Fallzeichen vorkommen, stellt sich ein größerer Unterschied zwischen ξ und ζ ein. Es scheint

empfehlenswert, die stumpfen Fallwinkel für die Ermittlung des allgemeinen Schichtabfalles durch zwei $\frac{\varphi}{2}$

zu ersetzen. Vielleicht wäre zu erwägen, ob nicht auch eine Zerlegung der überkippten Fallwinkel in 90° und $\varphi - 90^\circ$ Vorteile hätte. Doch soll bei diesem Gegenstand nicht noch länger verweilt werden. Genauere Angaben über die Grenzen, innerhalb derer das Halbdigramm zur ungefähren Lösung der besprochenen Aufgabe herangezogen werden kann und der Bedingungen, auf die dabei gesehen werden muß, wären nur durch eingehende mathematische Behandlung aller Möglichkeiten zu gewinnen. Übrigens sei noch einmal daran erinnert, daß die mathematische Definition des Begriffes „allgemeiner Schichtabfall“ ihrem Wesen nach bis zu einem gewissen Grade willkürlich ist. Unsere erste Definition ging dahin, daß die Summe der Abstände zwischen empirischer Schichtfläche und gesuchter Ebene ein Minimum sein soll. Rechnerisch einfacher zu

behandeln wäre die Aufgabe, daß die Summe der Quadrate dieser Abstände den kleinsten möglichen Wert haben soll, weil dann keine Rücksicht auf das Vorzeichen des einzelnen Abstandes genommen werden muß. Auch diese Definition ließe sich sicher vertreten, würde aber natürlich eine etwas andere Ebene liefern. Später stellen wir die Bedingungsgleichung auf:

$$\Sigma \operatorname{arctg} [\operatorname{tg} \varphi \sin (\beta - \xi)] = 0.$$

Es hätten sich aber auch andere, auf den Fallzeichen beruhende Definitionen ganz gut rechtfertigen lassen. Man hätte z. B. verlangen können, daß $\Sigma \varphi'$ den größten möglichen Wert haben soll. Also:

$$\Sigma \operatorname{arctg} [\operatorname{tg} \varphi \cos (\beta - \xi)] = \operatorname{Max}.$$

Wir hätten so Werte von ξ und Φ erhalten, die von den unserigen nicht viel, aber doch merklich verschieden gewesen wären. Die von uns gewählte Definition hat neben einer gewissen einleuchtenden Klarheit hauptsächlich den Vorteil, daß sie eine Lösung der Aufgabe auf elementarmathematischem Wege möglich macht, was bei den anderen Definitionen nicht zutrifft.

Im übrigen ist wohl einleuchtend, daß die auf der Fallzeichenstatistik fußenden Methoden nur dann ein ungefähr gleiches Ergebnis, wie die anderen, früher erwähnten liefern können, wenn die untersuchte Gegend keine Brüche aufweist. Denn diese müßten ja bei der Bestimmung der Abstände einer Schichtfläche von der sie ersetzenden Ebene mitberücksichtigt werden, bei der Untersuchung der Fallwinkel aber kommen sie gar nicht zur Geltung. Hätten wir beispielsweise eine schwach gegen N geneigte Schichttafel, die aber an Staffelfröhen gegen S absinkt, so wäre das allgemeine Schichtfallen nach der Fallzeichenmethode gegen N, nach der Methode der kleinsten Abstandssumme aber nach S gerichtet (vgl. Textfig. 35). Man sieht daraus, daß der Begriff des allgemeinen Schichtabfalles in den beiden Definitionen doch sehr wesentlich verschieden gefaßt ist.

Die auf den vorhergehenden Seiten entwickelten Rechnungsmethoden ermöglichen es nun auch, ein Problem zu lösen, das im Kapitel I, 1 nur angedeutet werden konnte. Wir fanden dort, daß die Häufigkeitskurven der Fallwinkel stets durch eine sehr beträchtliche Schiefe ausgezeichnet sind. Wir sahen aber auch schon auf S. 105, wodurch diese Schiefe wenigstens teilweise verursacht wird. Solange die Fallrichtung nicht berücksichtigt wird, können die Fallwinkel nicht kleiner als 0 werden. Deshalb muß die Variabilitätskurve bei 0 abbrechen. Dies ändert sich, wenn wir als das ordnende Merkmal der Reihe nicht die Schichtneigung an sich, sondern die Neigung in einer bestimmten Richtung — am besten in der des allgemeinen Schichtabfalles — wählen. Dann kann das Argument auch negative Werte annehmen, nämlich für diejenigen Fallzeichen, deren Richtung um mehr als 90° von der des allgemeinen Schichtabfalles abweicht. Es wird also interessant sein, durch Drehen aller Fallwinkel in diese Richtung eine neue Reihe aufzustellen. Dabei empfiehlt es sich jedoch, nicht klassenweise vorzugehen, wie bei der Berechnung von Φ in den vorigen Beispielen, sondern jedes Fallzeichen gesondert zu behandeln. Andernfalls würde man nämlich zunächst eine Reihe mit veränderlichem Spielraum erhalten. Es gibt nun allerdings Methoden, um eine solche wieder in eine Reihe mit konstantem Spielraum zu verwandeln. Ihre Anwendung würde sich jedoch infolge der Unregelmäßigkeiten, die in der

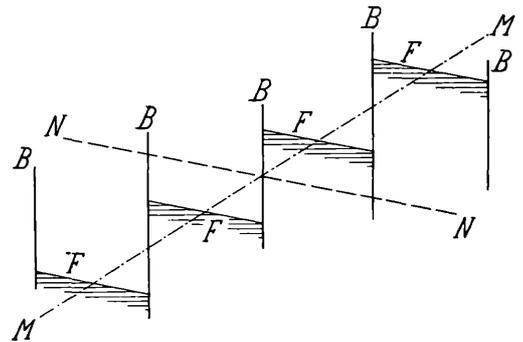


Fig. 35. Profilschema durch ein Staffelfröhengebiet zur Veranschaulichung der verschiedenen möglichen Definitionen des Begriffes des allgemeinen Schichtabfalles.

- B = Brüche.
- F = Schichtfläche.
- $M-M$ = Allgemeiner Schichtabfall nach der Methode der kleinsten Abstandssumme.
- $N-N$ = Allgemeiner Schichtabfall nach der Fallwinkelmethode.

Verteilung der Varianten durch die Bevorzugung runder Fallwinkelzahlen entstehen, ziemlich unangenehm gestalten. Dagegen ist das Drehen der einzelnen Winkel, wenn man einen Rechenschieber verwendet, durchaus nicht sehr zeitraubend, zumal eine Genauigkeit auf ganze Grade mit Rücksicht auf das Ausgangsmaterial natürlich vollständig genügt. Selbstverständlich kann hier nicht näher auf den Gebrauch des Rechenschiebers eingegangen werden. Um jedoch eine etwaige Wiederholung der Rechnung für ein anderes Beispiel zu erleichtern, seien einige dem besonderen Zweck angepaßte Regeln mitgeteilt. Alle Rechnungen geschehen mit der trigonometrischen Teilung der Zunge, die deshalb nach oben gedreht wird. Zunächst empfiehlt es sich, für jede Richtungsklasse den Numerus von $\cos \alpha$ mit etwa drei Dezimalstellen nach einer Tafel vorzumerken. Dann hat man folgende Fälle auseinanderzuhalten:

$$A) \cos \alpha > 0.1. \quad (\alpha < 84^\circ 45').$$

1. $5^\circ 43' < \varphi < 45^\circ$. Dann ist $0.1 < \operatorname{tg} \varphi < 1$. Dies ist der einfachste und auch häufigste Fall. Man stellt das Ende der Zunge auf $\cos \alpha$ und den Läufer auf φ . Nun sind zwei Möglichkeiten zu unterscheiden:

a) Es tritt bei der Multiplikation Rückschlag ein. Dann ist $\operatorname{tg} \varphi' > 0.1$. In diesem Fall schiebt man die Zunge bei unveränderter Läuferstellung ganz ein und liest φ auf ihr unter dem Strich ab.

b) Es tritt kein Rückschlag ein. Dann ist $\operatorname{tg} \varphi' < 0.1$, man muß auf die linke Hälfte der obersten Skala übergehen und findet φ' auf der Sinusteilung.

2. $\varphi > 45^\circ$, $\operatorname{tg} \varphi > 1$. Man bildet zunächst $90 - \varphi$. Dann gilt

$$\operatorname{tg} \varphi = \operatorname{cotg} (90 - \varphi) = \frac{1}{\operatorname{tg} (90 - \varphi)}. \quad \text{Daher } \operatorname{tg} \varphi' = \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi = \frac{\cos \alpha}{\operatorname{tg} (90 - \varphi)}.$$

Man stellt also $90 - \varphi$ der Tangentenskala auf $\cos \alpha$ der untersten Skala und hat am Ende der Zunge nun $\operatorname{tg} \varphi'$. Hier sind wieder zwei Fälle zu unterscheiden:

a) $0.1 < \operatorname{tg} \varphi' < 1$. Daran kenntlich, daß man am rechten Ende der Tangentenskala abliest. Dann ist $\varphi' < 45^\circ$ und die weitere Rechnung geschieht wie unter 1 a).

b) $1 < \operatorname{tg} \varphi' < 10$. Daran kenntlich, daß die Zunge gegen rechts verschoben ist, sodaß man $\operatorname{tg} \varphi'$ an ihrem linken Ende abliest. Dann stellt man das rechte Ende der Tangentenskala auf $\operatorname{tg} \varphi'$ der untersten Skala und liest am linken Ende der untersten Skala ab. Was man hier findet, ist

$$\operatorname{arctg} \left(\frac{1}{\operatorname{tg} \varphi'} \right) = \operatorname{arctg} [\operatorname{tg} (90 - \varphi')] = 90 - \varphi'$$

3. Endlich bleibt noch der Fall zu erwägen, daß $\operatorname{tg} \varphi < 0.1$ oder $\varphi < 5^\circ 43'$ ist. Dann wird die ganze Rechnung auf der Sinusskala ausgeführt, was für unseren Zweck vollständig genau genug ist.

B) $\cos \alpha < 0.1$. Die sinngemäße Umformung der obigen Regeln für diesen Fall fällt nicht schwer.

Das Rechnen nach diesen verschiedenen Regeln ist, sobald man etwas in Übung ist, durchaus nicht so schwierig, als es vielleicht anfangs scheint. Auch ein Irrtum ist nicht sehr wahrscheinlich, da sich das Resultat ja stets ungefähr vorausschätzen läßt. Zur Beschleunigung der Rechnung empfiehlt es sich, zunächst die $\operatorname{tg} \varphi'$ zu bestimmen und aufzuschreiben, dann erst die Zunge einzuschieben und nun alle φ' der Reihe nach abzulesen. Hat man viele Rechnungen nach 2 b) auszuführen, so ist es am bequemsten, die Zunge umgekehrt einzuführen (sodaß die Tangentenskala an die oberste Skala grenzt). Dann kann man mittels des Läufers sämtliche $90 - \varphi'$ ohne Umstellung der Zunge ablesen. Zur Kontrolle der gefundenen Werte oder auch zu einer annähernden Lösung der ganzen Aufgabe kann Fig. 33 benützt werden.

Die Anordnung der Rechnung und ihr Ergebnis zeigt die folgende Tabelle:

Tabelle 30.

Richtung		$\cos \alpha$	φ	$90 - \varphi$	$tg \varphi'$	$90 - \varphi'$	φ'
ONO	+ 104° 25'	- 0.249	25°		- 0.116		- 7°
			65°	25°	- 0.534		- 28°
N	+ 171° 55'	- 0.990	5°		- 0.086		- 5°
NNW	- 165° 35'	- 0.968	20°		- 0.352		- 19°
NW	- 143° 5'	- 0.800	10°		- 0.141		- 8°
WSW	75° 35'	+ 0.249	45°		+ 0.249		+ 14°
SW	- 53° 5'	+ 0.601	15°		+ 0.161		+ 9°
			20°		+ 0.219		+ 12°
			20°				+ 12°
			50°	40°	+ 0.715		+ 36°
			50°				+ 36°
SSW	- 30° 35'	+ 0.861	15°		+ 0.231		+ 13°
			30°		+ 0.497		+ 26°
			50°	40°	+ 1.025	44°	+ 46°
			115°	- 25°	- 1.845	- 28°	+ 118°
S	- 8° 5'	+ 0.990	8°		+ 0.139		+ 8°
			15°		+ 0.265		+ 15°
			15°				+ 15°
			15°				+ 15°
			15°				+ 15°
			15°				+ 15°
			15°				+ 15°
			15°				+ 15°
			20°				+ 15°
			20°		+ 0.360		+ 20°
			20°				+ 20°
			20°				+ 20°
			30°		+ 0.572		+ 30°
			30°				+ 30°
			30°				+ 30°
			30°				+ 30°
			30°				+ 30°
			30°				+ 30°
			40°		+ 0.830		+ 40°
			45°		+ 0.990		+ 45°
			45°				+ 45°
			45°				+ 45°
			45°				+ 45°
50°	40°	+ 1.181	40°	+ 50°			
50°				+ 50°			
60°	30°	+ 1.715	30°	+ 60°			
60°				+ 60°			
60°				+ 60°			
60°				+ 60°			
60°				+ 60°			
65°	25°	+ 2.123	25°	+ 65°			
70°	20°	+ 2.720	20°	+ 70°			

Richtung	α	$\cos \alpha$	φ	$90 - \varphi$	$\operatorname{tg} \varphi'$	$90 - \varphi'$	φ'	
S (Fortsetzung)	$- 8^{\circ} 5'$	$+ 0.990$	70°				$+ 70^{\circ}$	
			90°		∞		$+ 90^{\circ}$	
			90°				$+ 90^{\circ}$	
			95°		$- 5^{\circ}$	$- 11.47$	$- 5^{\circ}$	$+ 95^{\circ}$
			135°		$- 45^{\circ}$	$- 0.990$	$- 45^{\circ}$	$+ 135^{\circ}$
SSO	$+ 14^{\circ} 25'$	$+ 0.968$	5°		$+ 0.084$		$+ 5^{\circ}$	
			15°		$+ 0.259$		$+ 15^{\circ}$	
			20°		$+ 0.352$		$+ 19^{\circ}$	
			30°		$+ 0.559$		$+ 29^{\circ}$	
			30°				$+ 29^{\circ}$	
			30°				$+ 29^{\circ}$	
			50°		40°	$+ 1.153$	41°	$+ 49^{\circ}$
			55°		35°	$+ 1.383$	36°	$+ 54^{\circ}$
			55°					$+ 54^{\circ}$
			70°		20°	$+ 2.684$	20°	$+ 70^{\circ}$
SO	$+ 36^{\circ} 55'$	$+ 0.800$	10°		$+ 0.141$		$+ 8^{\circ}$	
			20°		$+ 0.291$		$+ 16^{\circ}$	
			20°				$+ 16^{\circ}$	
			20°				$+ 16^{\circ}$	
			20°				$+ 16^{\circ}$	
			25°			$+ 0.373$		$+ 20^{\circ}$
			25°					$+ 20^{\circ}$
			30°			$+ 0.462$		$+ 25^{\circ}$
			30°					$+ 25^{\circ}$
			30°					$+ 25^{\circ}$
			30°					$+ 25^{\circ}$
			30°					$+ 25^{\circ}$
			30°					$+ 25^{\circ}$
			35°			$+ 0.560$		$+ 29^{\circ}$
			40°			$+ 0.672$		$+ 34^{\circ}$
			45°			$+ 0.800$		$+ 39^{\circ}$
45°					$+ 39^{\circ}$			
65°		25°	$+ 1.716$	30°	$+ 60^{\circ}$			
70°		20°	$+ 2.199$	24°	$+ 66^{\circ}$			
80°		10°	$+ 4.54$	12°	$+ 78^{\circ}$			
OSO	$+ 59^{\circ} 25'$	$- 0.509$	18°		$- 0.165$		$- 9^{\circ}$	
			32°		$- 0.318$		$- 18^{\circ}$	

Um einen Vergleich zu ermöglichen, ist es notwendig, zunächst für die Fallwinkel des betrachteten Stückes der Sieben Gemeindeflexur ohne Rücksicht auf die Fallrichtung eine Reihe aufzustellen und deren charakteristische Werte zu ermitteln. Versuchshalber wurden diesmal die Klassengrenzen nicht, wie im Kapitel I, 1, auf die Vielfachen von 10, sondern um 0.5° niedriger gelegt. Diese Reihe, die man als die reine Fallwinkelreihe bezeichnen könnte, ist dann die folgende:

Tabelle 31.

Klassengr.	$- 0.5$	$+ 9.5$	$+ 19.5$	$+ 29.5$	$+ 39.5$	$+ 49.5$	$+ 59.5$	$+ 69.5$	$+ 79.5$	$+ 89.5$	$+ 99.5$	$+ 109.5$	$+ 119.5$	$+ 129.5$	$+ 139.5$
Anz. d. Fallw.	4	13	14	17	10	8	8	4	1	1	0	1	0	1	1

$$M = 41.048 = 41^{\circ} 2' 9''$$

$$\sigma = 25.378 = 25^{\circ} 22' 7''$$

$$v = 61.82^{\circ}$$

$$m = 2.769 = 2^{\circ} 46' 1''$$

$$S = + 1.106$$

$$E = 1.472$$

Dagegen erhält man aus der letzten Rubrik der Tabelle 30 die folgende Reihe, die die gerichtete Fallwinkelreihe heißen möge:

Tabelle 32.

Klassengrenzen	- 30.5	- 20.5	- 10.5	- 0.5	+ 9.5	+ 19.5	+ 29.5	+ 39.5	49.5
Anzahl der Fallwinkel	1	2	4	17	16	10	8	4	
Klassengrenzen	59.5	69.5	79.5	89.5	99.5	109.5	119.5	129.5	139.5
Anzahl der Fallwinkel	8	4	0	3	0	1	0	1	

$$M = 33.905 = 33^{\circ} 54' 3''$$

$$\sigma = 29.087 = 29^{\circ} 5' 2''$$

$$v = 85.79$$

$$m = 3.174 = 3^{\circ} 10' 4''$$

$$S = + 0.866$$

$$E = + 1.057$$

Ein graphischer Vergleich der beiden Reihen wird durch die Figuren 36 und 37 ermöglicht. In der ersten Zeichnung sind die Häufigkeiten ohne Rücksicht auf irgendwelche wahrscheinlichkeitstheoretische Prinzipien einfach als Ordinaten über den Spielräumen aufgetragen. Man sieht deutlich, daß die Kurve der gedrehten Fallzeihen, verglichen mit der ursprünglichen, zur Gänze etwas nach links verschoben ist, als Folge der Abnahme der Neigung bei der Drehung. Nach rechts reicht sie mit ihrem Fuß aber ebensoweit wie die reine Fallwinkelreihe. Da sie sich nach links wesentlich weiter als diese erstreckt, ist sie im ganzen merklich auseinandergezogen. In der Fig. 37 sind beide Häufigkeitskurven auf eine normale Fehlerkurve von derselben Streuung aufgezeichnet. Außerdem wurden, um die zufälligen Unregelmäßigkeiten mehr auszugleichen, je zwei Klassen zusammengezogen. Schon in Fig. 36, besonders aber in Fig. 37 ergibt sich eine wesentliche Schwierigkeit aus der vielfach erwähnten ungleichmäßigen Verteilung der Varianten innerhalb der Klassen, die bei der von uns diesmal gewählten Lage der Grenzen natürlich stark zur Geltung kommt. Für die reine Fallwinkelreihe finden wir folgendes:

Mit 0 endigen 49 Varianten. Diese haben von dem in ihrer Klasse enthaltenen Vielfachen von 10 den Abstand 0.

Mit anderen Zahlen endigen 35 Varianten. Sie haben von dem in ihrer Klasse enthaltenen Vielfachen von 10 im Mittel den Abstand 5.

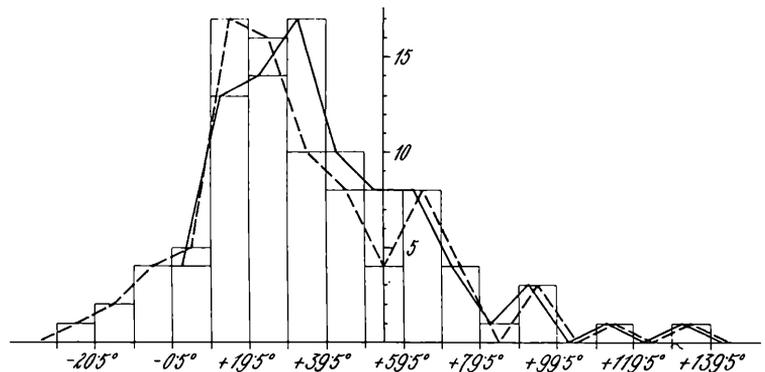


Fig. 36. Einfacher graphischer Vergleich der reinen und der in die Richtung des allgemeinen Schichtabfalles gedrehten Fallwinkelreihe der Sieben Gemeindeflexur zwischen Astico und Val Gadena. Als Abszissen sind die Klassengrenzen, als Ordinaten die Individuenzahlen in den Klassen aufgetragen. Bei der Verbindung der Treppenstufen für die reinen Fallwinkel ist die Verschiebung der Klassenmittel berücksichtigt.

*) Vgl. S. 150.

Der mittlere Abstand aller Varianten von dem in ihrer Klasse enthaltenen Vielfachen von 10 ist also $= (49 \cdot 0 + 35 \cdot 5) : 84 = \frac{175}{84} = 2.082$ und die Klassenmittel sind 2.08, 12.08, 22.08 usw. statt 4.5, 14.5 usw.,

wie es bei gleichmäßiger Verteilung der Varianten der Fall wäre.

Es wird gut sein, sich die hier obwaltenden Umstände noch etwas besser klar zu machen. Was bedeutet es beispielsweise, daß in der reinen Fallwinkelreihe 15 Winkel von 30° vorhanden sind? Die wahren Werte dieser Winkel liegen vermutlich zwischen 25° und 35° , wobei ihre Häufigkeit jedenfalls von beiden Seiten gegen 30° zu zunimmt, weil eine Abrundung auf diese Zahl umso eher geschehen wird, je näher der wirkliche Winkel ihr kommt. Die Abrundung hat also zur Folge, daß eine Anzahl von Fallzeichen in die Klasse 29.5 bis 39.5° gelangen, die ihrem wahren Wert nach noch in die nächstniedrigere Klasse gehört hätten. Es ist klar, daß dadurch eine Verschiebung der ganzen Kurve eintreten muß. Diese Verschiebung wurde in Fig. 36 ganz einfach

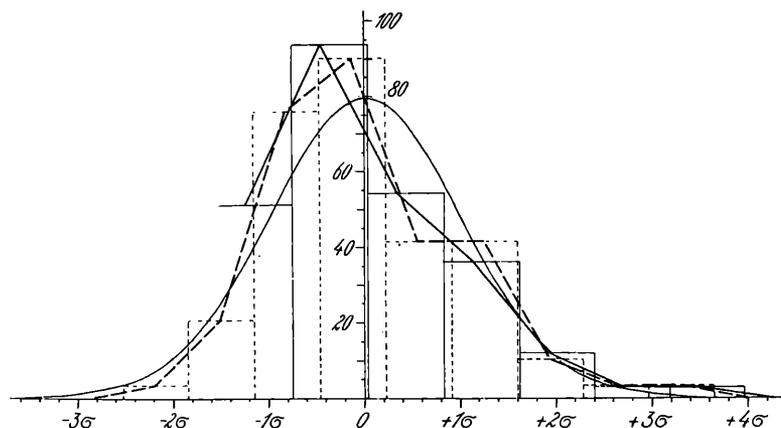


Fig. 37. Graphischer Vergleich der reinen und der in die Richtung des allgemeinen Schichtabfalles gedrehten Fallwinkelreihe der Sieben Gemeindeflexur zwischen Astico und Val Gadena durch Auftragen der Kurven auf eine ideale Variabilitätskurve von derselben Streuung. Je 2 Klassen sind zusammengezogen, wodurch der Verlauf der Kurve mehr ausgeglichen ist. Allerdings sind die so entstandenen Doppelklassen für den Vergleich mit der Idealkurve schon zu breit (vgl. Johannsen, S. 83). Besonders die Hochgipfligkeit der gedrehten Kurve tritt zu wenig hervor. Die Darstellung der gedrehten Reihe ist strichliert, die der reinen voll ausgezogen. (Die linke Begrenzung der ersten Stufe der reinen Reihe ist durch Versehen ausgeblieben.)

dadurch wieder ausgeglichen, daß die Ecken der verbindenden Linie nicht in die Mitten der einzelnen Stufen der Treppenfunktion verlegt, sondern entsprechend der Lage des Klassenmittels nach links verschoben wurden. Bedenklicher steht die Sache jedoch bei der nächsten Zeichnung. Hier ist Grundvoraussetzung, daß die Mittelwerte der drei dargestellten Kurven wirklich zusammenfallen. Wir müssen uns deshalb zunächst fragen, ob der Mittelwert der reinen Fallwinkelkurve durch die geschilderten Verhältnisse fehlerhaft geworden ist. Dies läßt sich einfach nachweisen, wenn man den Mittelwert ein zweites Mal berechnet, nun aber nicht nach der gebräuchlichen Formel, sondern durch direkte Addition der einzelnen Vari-

$$M = \frac{3248}{84} = 38.667 = 38^\circ 40.0'$$

anzen. Die Abrundung ist dann unschädlich. Denn da das Mittel aller Fallwinkel, die in der Tabelle beispielsweise unter dem Wert 20° erscheinen, sicherlich ziemlich genau bei 20° liegt, können sie für die Rechnung sehr gut durch diese Zahl ersetzt werden. Wir erhalten so:

$$\begin{aligned} 41.048 - 38.667 &= 2.381 \\ 4.5 - 2.082 &= 2.418 \end{aligned}$$

Wie zu vermuten war, ist also der Mittelwert um fast genau denselben Betrag nach rechts verschoben, um den die Klassenmittel von der Mitte zwischen den Klassengrenzen abstehen: Die anderen charakteristischen Werte, wie Streuung, Schiefe usw. werden durch diesen Fehler nicht berührt, da es sich ja nur um eine Parallelverschiebung der Kurve handelt. Nur v muß neu berechnet werden. Wir finden es nun zu 65.63. Dagegen muß bei der Ableitung der Daten für die zeichnerische Wiedergabe der

Kurve von dem neugefundenen, richtigen Mittelwert ausgegangen werden. Die die Treppenstufen verbindende Linie muß dann wieder um $\frac{2 \cdot 418}{10} = 0 \cdot 2418$ des einfachen Klassenspielraumes aus der Mitte jeder Stufe nach links verschoben werden, und zwar — wie leicht einzusehen ist — auch dann um denselben Betrag, wenn Doppelklassen gebildet werden.

Die hier entwickelten Schwierigkeiten zeigen wohl deutlich zweierlei: 1. daß es im allgemeinen vorteilhafter ist, die Klassengrenzen auf 0, 10, 20 usw. zu verlegen und die Mühe der Aufteilung der auf die Grenze selbst fallenden Varianten (vgl. S. 109) in den Kauf zu nehmen; 2. wie wichtig es ist, genauere Fallwinkel-messungen vorzunehmen, als sie mir zu Gebote standen.

Bei der gerichteten Fallwinkelreihe liegen die Verhältnisse in unserem Beispiel zufällig etwas anders, als bei der reinen. Es ist hier zunächst folgendes zu beachten: Da ein großer Teil der nicht mit 0 endigenden Varianten dieser Reihe durch Drehung von Fallwinkeln, die ursprünglich mit 0 endigten, entstanden ist, kann man nicht ohne weiteres voraussetzen, daß das Mittel aller nicht mit 0 endigenden Varianten gleich 5 ist. Man muß daher das Klassenmittel unter Berücksichtigung sämtlicher zehn Gruppen von Varianten, die sich nach der letzten Stelle bilden lassen, berechnen. Dies geschieht mittels folgender Tabelle:

Tabelle 33.

a) Letzte Stelle	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
b) Anzahl d. Fallwinkel	25	0	2	1	4	24	9	1	7	11
c) Produkt $a \times b$.	0	0	4	3	16	120	54	7	56	99

Summe der Produkte = 359

Klassenmittel = $\frac{359}{84} = 4 \cdot 3$.

Dieser Wert ist von 4·5, der Mitte zwischen den Klassengrenzen, so wenig verschieden, daß der Unterschied wohl vernachlässigt werden kann. Wenn wir den Mittelwert durch direkte Addition aller gedrehten Fallwinkel, ohne Verwendung von Klassen, bilden, finden wir $\frac{\sum \varphi'}{n} = \frac{2791}{84} = 33 \cdot 228 = 33^\circ 14'$. Diese etwas zu große Abweichung von dem oben berechneten M muß wohl als zufällig, bedingt durch die zu geringe Zahl von Beobachtungen, angesehen werden. Bei Berücksichtigung von m ist sie übrigens unwesentlich zu nennen. Es entfällt also für die gerichtete Reihe die oben behandelte Schwierigkeit. Der Grund dieses abweichenden Verhaltens liegt offenbar darin, daß bei der Drehung der größte Teil der Fallwinkel nur wenig verkleinert wird. Deshalb enden viele φ' , die zu auf 0 ausgehenden φ gehören, mit 8 oder 9. Durch diese hohen Zahlen wird den Varianten, die auch nach der Drehung mit 0 endigen, das Gleichgewicht gehalten. Der Zeichnung Fig. 37 wurde der zuletzt gefundene Mittelwert als der beste zugrunde gelegt.

Das wichtigste Ergebnis aus der rechnerischen Untersuchung der gerichteten Fallwinkelreihe der Sette Communiflexur ist wohl das, daß auch sie eine sehr ausgesprochene Schiefe hat, wenn diese auch merklich kleiner, als bei der reinen Reihe ist. Die Schiefe der im Kapitel I, 1 untersuchten Fallwinkelreihen ist also nicht nur durch die Unvollkommenheit der dort gewählten Darstellung bedingt gewesen. Es scheint sich darin vielmehr die Regel auszusprechen, daß die Schichten im allgemeinen durch zufällige lokale Einflüsse leichter eine extreme Verstärkung ihrer Neigung als eine Drehung in dem der allgemeinen Schichtaufrichtung entgegengesetzten Sinn erfahren. Ich möchte vermuten, daß diese lokalen übermäßigen Steilstellungen vorwiegend durch Gleitfaltung zustandekommen, was ja auch durch die gelegentlich beobachteten kleinen überkippten Teil falten, deren eine in Fig. 1 dargestellt ist, sehr nahegelegt wird. Wenn diese Vorstellung zutrifft, wäre zu erwarten,

daß in mehr flachgelagerten Gebieten eine solche Schiefe der gerichteten Fallwinkelkurve nicht vorhanden oder doch viel weniger bedeutend ist; ebenso auch, daß die Schiefe fehlt, wenn man die Fallzeichen einer Flexur nicht in die Richtung des allgemeinen Fallens, sondern in die des allgemeinen Streichens dreht. Es wurde deshalb für die Sieben Gemeindenflexur die Drehung senkrecht auf das allgemeine Einfallen an sämtlichen Fallzeichen durchgeführt. Das Ergebnis ist folgende Reihe:

Tabelle 34.

Klassengrenzen:	- 180·5	- 170·5	- 160·5	- 150·5	- 140·5	- 130·5	- 120·5	- 110·5	- 100·5	- 90·5	- 80·5	- 70·5	- 60·5	
Anzahl d. Fallwinkel:	1	0	0	0	1	1	0	0	0	2	0	0		
Klassengrenzen:	- 50·5	- 40·5	- 30·5	- 20·5	- 10·5	- 0·5	+ 9·5	+ 19·5	+ 29·5	+ 39·5	+ 49·5	+ 59·5	+ 69·5	+ 79·5
Anzahl d. Fallwinkel:	0	3	1	2	10	27	9	18	4	1	0	2	1	1
	$M = - 5·381^{\circ} = - 5^{\circ} 22'9''$													
	$\sigma = 36·563^{\circ} = 36^{\circ} 33'8''$													
	$v = 679·50$							$m = 3·989^{\circ} = 3^{\circ} 59'3''$						
	$S = - 2·079$							$E = + 7·143$						

Mit dieser Kurve ist nun aber nicht viel anzufangen, denn ihre auffallendsten Eigenschaften sind durch Umstände bestimmt, die vom tektonischen Standpunkt aus bedeutungslos sind. Sie beruhen nämlich auf dem störenden Verhalten der überkippten Winkel, das bei der jetzt erfolgten starken Drehung dieser Fallzeichen natürlich viel mehr zur Geltung kommt, als bei der viel geringeren Drehung in die allgemeine Fallrichtung. Diese Überkipnungen sind schuld daran, daß M nicht, wie es theoretisch sein sollte, gleich 0 ist, weil nämlich bei der Berechnung von ξ die stumpfen Fallwinkel in einer willkürlichen Art und Weise in spitze verwandelt wurden (vgl. S. 144). Ebenso bedingen sie die auffallende negative Schiefe. Diese hat also mit der uns jetzt beschäftigenden Frage der Faltungsmechanik nichts zu tun. Auch der sehr große Exzeß der Reihe kommt offenbar dadurch zustande, daß die Neigung der meisten spitzwinkligen Fallzeichen durch die Drehung stark vermindert wird, sodaß sie in den mittleren Klassen zusammengedrängt sind, während gleichzeitig die stumpfen Fallwinkel in sehr extreme Klassen gelangen. Sehr auffallend ist nur das Verhalten der reinen und der in das allgemeine Einfallen gedrehten Fallwinkelreihe in bezug auf dieses Merkmal. Nach dem auf S. 112 Gesagten wäre zu erwarten, daß der Exzeß durch das Drehen der Fallzeichen zunimmt. Die Abbildung 36 erweckt auch den Anschein, als ob dies geschehen wäre. Zahlenmäßig ist jedoch E für die reine Fallwinkelreihe merklich größer als für die ins allgemeine Einfallen gedrehte. Worauf dies beruht, durchschaue ich gegenwärtig nicht genügend.

Mehr Interessantes verspricht der Vergleich der Sieben Gemeindenflexur mit einer flachgelagerten Region. Es wurde deshalb die gerichtete Fallwinkelkurve des auf S. 114 genauer umgrenzten Gebietes Col Santo—Campomolon aufgestellt. Auch diesmal wurden die drei überkippten Fallzeichen westlich Serrada ausgeschieden. Dreht man alle Fallzeichen in die Richtung des auf S. 140 abgeleiteten Schichtabfalles, so bekommt man die folgende Häufigkeitskurve:

Tabelle 35.

Klassengrenzen:	- 54·5	- 44·5	- 34·5	- 24·5	- 14·5	- 4·5	+ 5·5	+ 15·5	+ 25·5	+ 35·5	+ 45·5	+ 55·5	+ 65·5	+ 75·5
Anzahl d. Fallwinkel:	2	0	1	2	8	52	38	9	3	1	0	1		

Den Klassengrenzen wurde diesmal eine etwas abweichende Lage gegeben, durch die erreicht ist, daß die Klassenmittel fast in die Mitten der Klassen fallen, wie aus folgender Berechnung hervorgeht:

Tabelle 36.

a) Letzte Stelle	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
b) Abstand von der Mitte der Klasse	+ 0·5	+ 1·5	+ 2·5	+ 3·5	+ 4·5	- 4·5	- 3·5	- 2·5	- 1·5	- 0·5
c) Anzahl der Varianten	6	8	7	9	12	12	5	5	11	47
d) Produkt $b \times c$	+ 3	+ 12	+ 17·5	+ 31·5	+ 54	- 54	- 17·5	- 12·5	- 16·5	- 23·5

Mittlerer Abstand der Varianten von der Klassenmitte = $\frac{\sum b c}{n} = \frac{118 - 124}{122} = - 0·0492$, was wohl

vernachlässigt werden kann.

Die charakteristischen Werte der obigen Reihe sind:

$$M = + 6·238 = + 6^{\circ} 14' 3'' (14^{\circ} 35')$$

$$\sigma = 15·037^{\circ} = 15^{\circ} 2' 2'' (13^{\circ} 41')$$

$$v = 241·04 (93·85)$$

$$m = 1·361 = 1^{\circ} 21' 7'' (1^{\circ} 14')$$

$$S = + 0·256 (+ 1·951)$$

$$E = + 4·937 (+ 4·086).$$

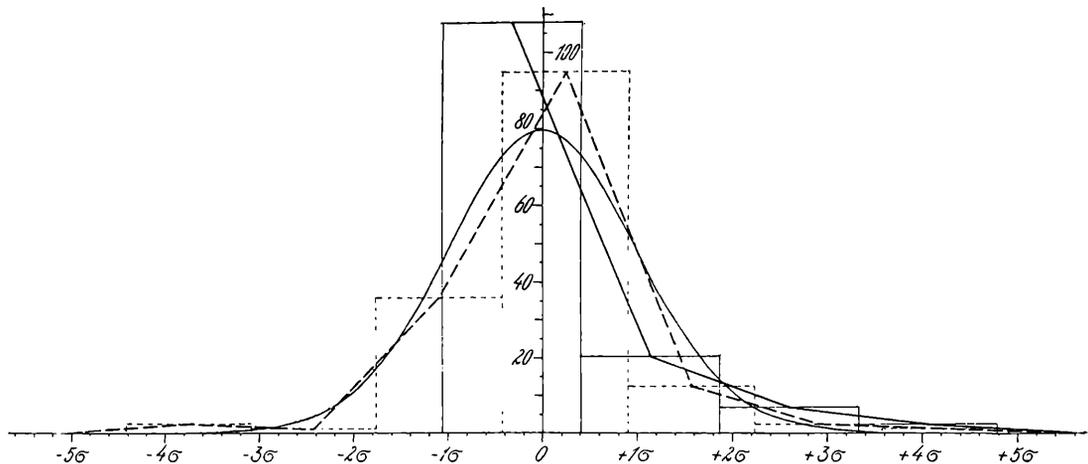


Fig. 38. Graphischer Vergleich der Häufigkeitskurven der reinen und der in die allgemeine Fallrichtung gedrehten Fallwinkel der flachliegenden Region Col Santo-Campomolon durch Auftragen auf eine ideale Variabilitätskurve von derselben Streuung. Abweichend von der Tabelle 35 wurden für die Konstruktion der Kurve die Klassengrenzen auf die Vielfachen von 10 verlegt. Signaturen wie in Fig. 37.

Die in Klammern beigefügten Zahlen beziehen sich auf die reine Fallwinkelkurve desselben Gebietes. Sie stimmen mit den auf S. 114 angegebenen Werten deshalb nicht überein, weil jetzt natürlich auch aus der reinen Fallwinkelreihe die drei extremen Varianten ausgeschaltet werden mußten. Einen graphischen Vergleich der beiden Kurven ermöglicht die Textfig. 38.

Der Unterschied in der Schiefe ist zwischen den beiden Reihen sehr groß. Die Schiefe der gedrehten Reihe ist so gering, daß sie in Anbetracht der kleinen Zahl von Beobachtungen wohl als zufällig angesehen werden darf. In diesem flachgelagerten Gebiet erfolgt also die Störung des allgemeinen Schichtabfalles ebenso leicht im negativen als im positiven Sinn, was mit unserer Deutung des abweichenden Verhältnisses in der Sieben Gemeindeflexur übereinstimmt, da so wenig schräggestellte Schichten, wie die des Col Santo, offenbar nicht unter dem Einfluß der Schwere gleiten können. Eine sichere kausale Deutung wäre natürlich nur auf Grund viel zahlreicherer Beispiele aus einem größeren Gebiet möglich. Der Exzeß ist diesmal in der gerichteten Fallwinkelreihe etwas größer als in der reinen. Recht deutlich zeigt sich bei einem Vergleich aller in diesem Abschnitt behandelten Reihen der geringe Wert des Variationskoeffizienten v . Würde man ihn der Beurteilung

zugrunde legen, so wäre die Variabilität der gerichteten Fallwinkel im Gebiet Col Santo—Campomolon etwa dreimal so groß als in der Sette Comuniflexur, was gewiß keine treffende Darstellung der wirklichen Verhältnisse wäre. Die Größe von v hängt eben ganz davon ab, wo der Nullpunkt der Skala liegt, nach der die Varianten und ihr Mittelwert gemessen werden, und dies ist oft bis zu einem gewissen Grad willkürlich. Auch Johansen betont, daß das beste Maß der Variabilität σ , nicht v ist⁹⁾.

Die zuletzt untersuchte Reihe bietet uns Gelegenheit, den Einfluß der Rechnung mit Klassen auf die Bestimmung des allgemeinen Schichtabfalles etwas zu überprüfen. Wir haben den Neigungswinkel des generellen Einfallens in dreifacher Weise berechnet. Zunächst wurde (auf S. 140) das Drehen der Fallzeichen klassenweise vorgenommen und unter Beibehaltung derselben Klassen ein Mittelwert berechnet, der mit Φ bezeichnet wurde. Dann haben wir die Fallwinkel einzeln gedreht, die φ' aber in Klassen gebracht und so einen Mittelwert abgeleitet, der mit dem Buchstaben M belegt worden ist. Schließlich kann man auch wieder, wie in anderen Beispielen, die einzelnen φ' direkt addieren. Das Ergebnis sei durch die Bezeichnung $\frac{\sum \varphi'}{n}$ unterschieden. Nicht zu übersehen ist, daß bei der zweiten und dritten Rechnungsweise die φ' auf ganze Grade abgerundet wurden, während im ersten Falle mit Hundertstel von Gradern gerechnet ist. Die drei Werte für das mittlere Einfallen im Gebiet Col Santo—Campomolon sind:

$$\Phi = 6^{\circ} 36' \qquad M = 6^{\circ} 14' \qquad \frac{\sum \varphi'}{n} = 6^{\circ} 30'$$

Die Unterschiede sind immerhin merklich, bei Berücksichtigung des mittleren Fehlers aber ohne praktische Bedeutung.

Die letzte Frage, die hier im Zusammenhang mit der Berechnung des allgemeinen Schichtabfalles gestellt werden soll, ist die, wie sich der nach dieser Methode gefundene Neigungswinkel zu dem aus der Untersuchung des Ausstreichens der Schichten im Terrain direkt ableitbaren verhält. Selbstverständlich wird ein Vergleich beider Werte nur mit einer gewissen Vorsicht zulässig sein. Der Verlauf der Schnittlinie einer Schicht mit einer gegebenen Geländeoberfläche wird ja nicht nur durch die Schichtneigung, sondern auch durch die Brüche bestimmt. Eine rechnerische Ausschaltung des Einflusses der Brüche ist kaum möglich, einmal weil man ihre Sprunghöhe nicht überall mit der genügenden Genauigkeit bestimmen kann, dann auch, weil gewiß viele kleinere Verwerfungen der Beobachtung überhaupt entgehen. Wir werden daher ein Gebiet aussuchen müssen, in dem Brüche vermutlich keine störende Rolle spielen. Da streichende Verwerfungen in den Flexuren kaum vorkommen, erscheint die Kniefalte der Sieben Gemeinden als geeignetes Objekt für die gestellte Aufgabe, während diese sich am Col Santo oder am Finocchio kaum wird behandeln lassen. Auf Grund dessen, was schon früher über die Bevorzugung steiler Fallwinkel bei der Beobachtung gesagt wurde, werden wir erwarten, daß der Gesamtneigungswinkel, der sich aus den Fallzeichen ergibt, jedenfalls größer sein wird, als der auf Grund des Ausstreichens der Schichten gefundene.

Ich habe versucht, an mehreren Stellen die horizontale Breite und die vertikale Höhe des Mittelschenkels der Sieben Gemeindenflexur möglichst genau zu bestimmen. Leider gelingt dies nur in den beiden östlicheren Dritteln des von uns zur rechnerischen Untersuchung ausgewählten mittleren Abschnittes der Kniefalte in befriedigender Weise (vgl. spezieller Teil, S. 22 bis 29). Die auf dem rechten Assauer gelegene Strecke der Flexur hat im allgemeinen geringe Neigung; der mittlere Fallwinkel würde sich, wenn man auch diesen Teil berücksichtigen könnte, wahrscheinlich noch etwas vermindern. Die Breite wurde überall quer auf das örtliche Streichen der Falte gemessen. Da die Flexur in dem betrachteten Abschnitt nur wenig gekrümmt ist, dürfte dies keinen wesentlichen Unterschied gegenüber der statistischen Bestimmung des allgemeinen Schichtabfalles

⁹⁾ Johansen: Erbliehkeitslehre, S. 68.

bedingen. Etwas wird durch diesen Umstand natürlich der aus den Profilen gewonnene Neigungswinkel gegenüber dem aus den Fallzeichen abgeleiteten vergrößert. Im ganzen wird man also wohl sagen dürfen, daß jener infolge der besonderen Bedingungen der Untersuchung eher etwas zu groß, als zu klein ausfallen wird. Bezeichnen wir die Höhe der Flexur mit h und ihre Breite mit b , so findet man die Neigung des Mittelschenkels an einer bestimmten Stelle nach der Formel $\operatorname{tg} \gamma = \frac{h}{b}$. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht des Tatsachenmaterials.

Tabelle 37.

Stelle	h	b	γ
Camporovere	600 m	2200 m	15·2°
Gallio	750	1750	23·2°
Il Buso	900	1000	42·0°
Val Gadena	500	2250	12·5°

Bildet man aus den vier Winkeln γ ein Mittel, so erhält man für die durchschnittliche Neigung des Mittelschenkels der Sieben Gemeindenflexur zwischen Astico- und Gadenatal den Betrag

$$\Phi' = 23\cdot2^\circ \pm 5\cdot8^\circ$$

Der Winkel Φ' soll als das profilmäßige mittlere Einfallen der Flexur bezeichnet werden. Das statistische mittlere Einfallen fanden wir auf S. 149 zu $33\cdot9^\circ \pm 3\cdot2^\circ$. Die Differenz der beiden Winkel hat daher den Wert $10\cdot7^\circ \pm 6\cdot6^\circ$. Daraus ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß bei Erweiterung der Messungsreihen nach den gleichen Prinzipien das statistische mittlere Einfallen stets größer als das profilmäßige bliebe, mit 0·9474 oder 95%. Die beiden Werte können also mit ziemlich großer Sicherheit als verschieden bezeichnet werden. Als Ursache für diese Verschiedenheit kommen hauptsächlich zwei Umstände in Betracht. Die Bevorzugung der steilen Fallwinkel bei der Untersuchung im Gelände wurde schon oft erwähnt. Daß sie im Sinne einer Übertreibung des statistischen mittleren Einfallens wirkt, ist klar. Außerdem unterscheidet sich das profilmäßige Einfallen aber vom statistischen dadurch, daß bei seiner Ableitung nur die tektonischen Großformen berücksichtigt sind, nicht aber die Kleinfaltungen innerhalb dieser. Ob auch dadurch der kleinere Wert von Φ' mit-erklärt werden kann, bedarf noch einer kurzen Prüfung, die an einem den wirklichen Verhältnissen möglichst angepaßten schematischen Beispiel durchgeführt werden soll. Wir denken uns eine Schichtplatte, die profilmäßig mit 30° geneigt, aber nicht glatt, sondern in Kleinfalten gelegt ist. Diese wollen wir so zeichnen, daß der eine Schenkel immer senkrecht steht, der andere horizontal liegt. Die ja auch in der Natur meist raschen Umbiegungen in den Sätteln und Mulden wurden durch scharfe Knicke ersetzt. Die Erosionsoberfläche soll dem allgemeinen Schichtabfall parallel sein. (Vgl. die nebenstehende Fig. 39.) Wenn die Schichten durch die Faltung nirgends verdünnt oder zerrissen wurden, müssen alle Knickungsstellen einer Synklinale oder Antiklinale offenbar so liegen, daß sie von den beiden Schenkeln einer bestimmten Schicht jeweils gleichen Abstand haben. Die Knickungsstellen aller Schichten müssen also auf der den Winkel im Scheitel der Falte halbierenden Ebene liegen. Danach läßt sich berechnen, wie groß das Verhältnis derjenigen Streifen der Erosionsoberfläche, auf denen das Einfallen 90° herrscht, zu denjenigen, auf denen das Einfallen 0° herrscht, sein wird. Setzen wir die Hypothenuse des rechtwinkligen Dreieckes, das im Profil durch die Erosionsoberfläche und die beiden

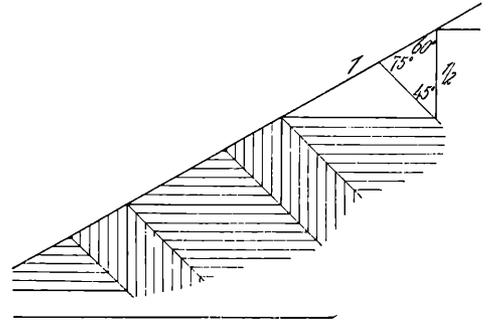


Fig. 39. Zur Berechnung des Einflusses der Kleinfaltung auf das mittlere Einfallen. (Siehe Text!)

Schenkel einer Kleinfalte gebildet wird, gleich 1, so ist die Länge des senkrechten Schenkels gleich $\sin 30^\circ = \frac{1}{2}$. Die Fläche, auf der in unserer Figur innerhalb des erwähnten rechtwinkligen Dreieckes die Schichten senkrecht verlaufen, erscheint dann als ein kleineres, schiefwinkliges Dreieck, das durch die Seite $\frac{1}{2}$ und die anliegenden Winkel 60° und 45° gegeben ist. Die dem Winkel von 45° gegenüberliegende Seite dieses Dreieckes hat die Länge

$$\left(\frac{1}{2} \sin 45^\circ\right) \sin 75^\circ = 0.366.$$

Dasselbe wiederholt sich in allen Kleinfalten. Es herrscht also auf 0.366 der ganzen Fläche das Einfallen 90° , auf dem Rest das Einfallen 0° . Messen wir also in dem angenommenen Terrainabschnitt n Fallwinkel, so werden darunter 0.366 n Winkel von 90° sein, während die restlichen Messungen 0° ergeben. Das mittlere Einfallen ist demnach

$$[n \cdot 0.366 \cdot 90^\circ + n(1 - 0.366) \cdot 0^\circ] \quad n = 0.366 \cdot 90^\circ = 32.94^\circ$$

oder rund 33° . Natürlich würde das Ergebnis der Rechnung sich ändern, wenn andere Voraussetzungen über die Form der Kleinfalten gemacht würden. Es wird auch zu bedenken sein, daß Schichtverdünnungen meist eher am steilen als am flachen Schenkel der Kleinfalten vorkommen, wodurch der statistisch mittlere Fallwinkel noch verkleinert würde. Es scheint deshalb die Annahme gerechtfertigt, daß die Vernachlässigung der Kleinfaltung bei der profilmäßigen Ermittlung des allgemeinen Schichtabfalles ohne wesentliche Bedeutung für die Erklärung des Unterschiedes gegenüber dem aus den Fallzeichen abgeleiteten Gesamtneigungswinkel ist. Dieses Ergebnis bestätigt andererseits die Grundvoraussetzung des ganzen gegenwärtigen Kapitels, daß das aus den Fallzeichen auf statistischem Weg abgeleitete mittlere Einfallen eine beiläufig richtige Vorstellung vom allgemeinen Verlauf der Schichten gibt.

c) Das Faltungsdiagramm.

α) Die wesentlichen Eigenschaften des Faltungsdiagrammes.

Auf die Unzulänglichkeit des Halbdigrammes zur Wiedergabe der Gefaltetheit eines Gebietes wurde schon oben hingewiesen. Sie beruht wesentlich darauf, daß entgegengesetzt gerichtete Einfallen sich bei dieser Darstellungsweise wie Größen mit entgegengesetzten Vorzeichen verhalten, während sie vom geologischen Standpunkt aus ja der Ausdruck derselben Faltung sind. Besonders deutlich wird dieser Widerspruch, wenn man die Messung der Faltung durch das Cosinusmaß ins Auge faßt. Denn es ist offenbar widersinnig, einen Zusammenschub in nord-südlicher Richtung als das Gegenteil eines Zusammenschubes in süd-nördlicher Richtung aufzufassen. Vielmehr sind beide identisch. Der einfachste Ausweg aus dieser Schwierigkeit ist der, daß man aus den Gefaltetheiten entgegengesetzter Richtung vor jeder weiteren Verarbeitung das Mittel bildet, oder sie — was nur eine Änderung des Maßstabes der Zeichnung bedeutet — einfach addiert und die Summe nach beiden Seiten aufträgt. Die graphische Darstellung ergibt auch in diesem Fall wieder einen Stern mit 16 Strahlen. (Vgl. Fig. 46—48.) Von dem Halbdigramm unterscheidet sich diese Figur, die ich als das Faltungsdiagramm schlechtweg bezeichne, sehr wesentlich dadurch, daß sie zentrisch-symmetrisch gebaut ist, sodaß je zwei einander gegenüberliegende Strahlen gleich lang sind. Deshalb kann man für das Diagramm nicht so, wie für das Halbdigramm, eine Resultierende ableiten, denn diese würde in jedem Fall gleich 0. Um trotzdem eine Hauptrichtung in der Figur festzulegen, muß ein etwas abgeänderter Weg beschritten werden. Teilt man das Diagramm in zwei Hälften, so kann man die als Kräfte aufgefaßten Gefaltetheiten jeder Hälfte für sich in jeder beliebigen Richtung zu einer Gesamtkraft vereinigen. Wegen der Symmetrieverhältnisse sind einander entgegengesetzte Resultierende stets gleich. Die 16 Strahlen lassen acht verschiedene Arten der Halbierung des Diagrammes zu. Jede dieser acht Kräftekombinationen ergibt je nach der Richtung, die man für die zusammengesetzte Kraft wählt, beliebig viele Resultierende, die im allgemeinen verschieden groß sind.

Unter allen so entstehenden Resultierenden wird eine die größte sein. Ich bezeichne sie als die Hauptachse des Diagrammes. Ihr Verlauf gibt uns die Richtung, in der die Gefaltetheit am stärksten ist. Unsere nächste Aufgabe ist demnach folgende: Wir bestimmen in einem Gebiet die Gefaltetheit nach den 16 Weltrichtungen durch eines der drei oben vorgeführten Faltungsmaße. Je zwei einander der Richtung nach entgegengesetzte Gefaltetheiten addieren wir. Die Summen tragen wir von einem Punkt aus als Strecken nach den 16 unterschiedenen Richtungen auf, jede nach zwei entgegengesetzten Seiten. Diese Strecken setzen wir wie Kräfte zusammen, und zwar zu je acht und acht, sodaß stets alle Kräfte verwendet und entgegengesetzte Resultierende stets gleich groß sind. Wir suchen nun den geometrischen Ort der Enden aller auf diese Art erzeugbaren Resultierenden. Von vorneherein ist zu ersehen, daß dieser geometrische Ort irgendeine krumme, in sich geschlossene und zentrisch symmetrische Linie sein wird. Ich bezeichne diese Linie als die *P*-Kurve. Der größte Durchmesser dieser Figur ist die von uns gesuchte Hauptachse des Diagrammes.

Wir werden in die Aufgabe am besten eindringen, wenn wir von ganz einfachen schematischen Beispielen ausgehen, die ja allerdings größtenteils nur eine Auffrischung der Lehren der elementaren Mechanik zu bieten haben. In Fig. 40 greift am Körper *M* eine Kraft *R* an. Ist der Körper frei beweglich, so wird er sich in der Richtung *R* bewegen. Wir nehmen nun aber an, daß er nicht frei beweglich sei, sondern sich nur entlang einer bestimmten Geraden, etwa entlang einer Schiene bewegen könne. Dann muß die Kraft *R* in zwei Teilkräfte zerlegt werden, deren eine den Körper in der Richtung der Schiene weitertreibt, während die andere senkrecht auf die Schiene wirkt und durch deren Festigkeit aufgehoben wird. Die beiden Teilkräfte müssen also stets senkrecht aufeinander stehen. Die Wirkung der Kraft in der neuen Richtung, die man etwa durch die Beschleunigung von *M* messen könnte, wird dann nicht *R* sein, sondern kleiner, und zwar je nach der Richtung *P*₁, *P*₂ usw. Nennen wir α den Winkel zwischen der Richtung der Kraft und der Richtung der Bewegung, so ist in jedem Fall $P = R \cos \alpha$. Da alle die rechtwinkligen Dreiecke mit den Katheten *P*₁, *P*₂ usw. über derselben Hypothenuse *R* errichtet sind, liegen die Endpunkte aller *P* auf einem Kreis mit dem Durchmesser *R*.

In Fig. 41 sind zunächst zwei Komponenten *K*₁ und *K*₂ zu einer Resultierenden *R* zusammengesetzt. Diese soll dann in der Richtung *P* wirken. Wenn die Winkel zwischen den Komponenten und der Richtung *P* β und γ heißen, so ist

$$P = K_1 \cos \beta + K_2 \cos \gamma,$$

d. h. die neue Kraft ist gleich der Summe der Projektionen der Teilkräfte auf die neue Richtung. Es geht dies wohl unmittelbar aus der Figur hervor. Man braucht nur zu beachten, daß die drei mit *K*₂ bezeichneten Strecken paarweise als Parallele zwischen Parallelen gleich sind. Ändert man die Richtung von *P*, so liegen die Enden der Kräfte *P* wieder auf einem Kreis über *R* als Durchmesser. Wir wollen in Zukunft *R* als die nicht gedrehte oder freie Resultierende, die *P* als die gedrehten Resultierenden bezeichnen.

Fig. 42, die dieselbe Konstruktion für drei Komponenten darstellt, bedarf wohl keiner näheren Erläuterung. Bezüglich *K*₁ und *K*₂ stimmt sie vollständig mit der vorigen Zeichnung überein. Der Beweis für die Länge des Stückes *K*₃ $\cos \delta$ ist derselbe, wie im vorigen Fall der für *K*₂ $\cos \gamma$. Wie von vorneherein zu erwarten war, ergibt sich, daß unter allen verschieden gerichteten Kräften, zu denen sich eine Anzahl von Komponenten zusammen-

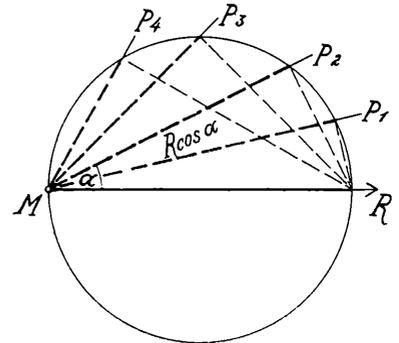


Fig. 40. (Siehe Text.)

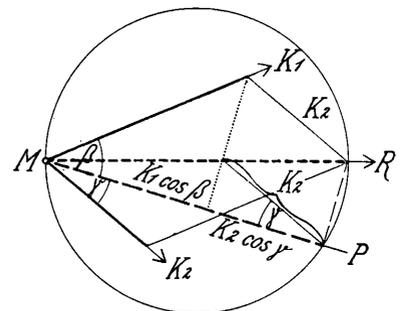


Fig. 41. (Siehe Text.)

setzen läßt, die nach dem Kräfteparallelogramm konstruierte Resultierende die größte ist. Jede in abweichender Richtung wirkende Gesamtkraft ist kleiner. Dies ist für die weitere Erörterung von grundlegender Bedeutung.

Fig. 43 zeigt nun bereits im wesentlichen die Kräfteanordnung eines Diagrammes. Es wurden vier gleiche Teilkräfte angenommen, die zueinander senkrecht stehen. Man sieht, daß der gesuchte geometrische Ort der

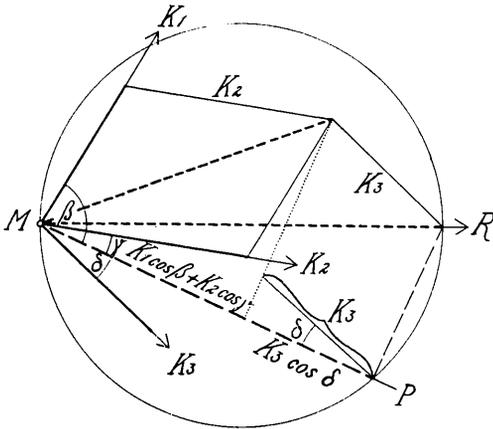


Fig. 42. (Siehe Text.)

Enden aller möglichen Resultierenden in diesem Fall aus vier Halbkreisen besteht. Die Kurve, die wir erhalten, ist also nicht kontinuierlich, sondern an vier Stellen geknickt. An diesen Knickungen liegen die Minima, während die Maxima gerundet sind. Sie entsprechen natürlich wieder den Richtungen *R*. Alle von *R* abweichenden, gedrehten Resultierenden *P* sind kleiner. Es sei noch darauf verwiesen, daß die *P*-Kurve natürlich nur durch die Enden der größten *P* jeder Richtung geht. Es ist ja klar, daß jeder der vier Halbkreise in das innere der Figur hinein weiter verlängert werden könnte. Diese Stücke gehören aber nicht zur *P*-Kurve.

Fig. 44 zeigt, wie sich die untersuchte Kurve verändert, wenn man die Zahl der Komponenten *K* vermehrt. Es wurde dabei angenommen, daß ihre Summe gleich bleibt und sie untereinander auch stets alle gleich sind. Natürlich wird durch eine solche Vermehrung die Höhe der Maxima und die Tiefe der Minima verkleinert, im übrigen bleibt aber der Charakter der Kurve unverändert. Rechts oben sind in der Figur die Linienzüge eingetragen, durch die man die verschiedenen *R* erhält. Die *R* erscheinen hier als die Durchmesser von umgeschriebenen Kreisen regelmäßiger Polygone. Es wäre nicht schwer, ihre Länge in jedem Fall rechnerisch

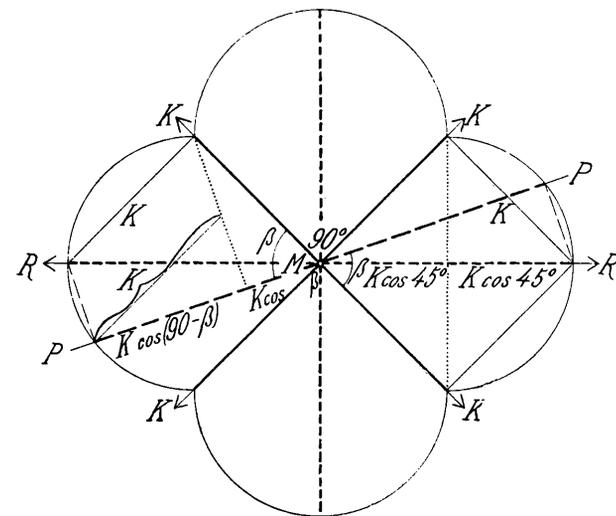


Fig. 43. (Siehe Text.)

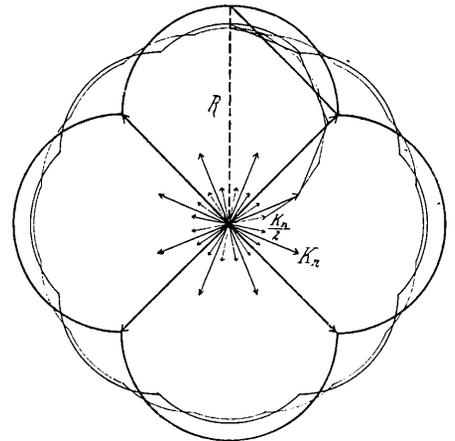


Fig. 44. (Siehe Text.)

zu bestimmen. Auch ein allgemeiner Ausdruck für die Veränderung, die die Höhe des Maximums, *R*, durch eine Verdopplung der Zahl der Komponenten erfährt, läßt sich aufstellen. Man verwendet dabei eine bekannte Formel, die bei der Ableitung der Ludolphischen Zahl eine Rolle spielt. Wir bezeichnen

R_n = Durchmesser des einem regelmäßigen *n*-Eck umgeschriebenen Kreises

K_n = Seite des *n*-Eckes

K_{2n} = Seite des demselben Kreis eingeschriebenen Polygons mit der doppelten Seitenzahl.

Dann ist nach der erwähnten Formel

$$K_{2n} = \sqrt{2 R_n (R_n - \sqrt{R_n^2 - \frac{K_n^2}{4}})}$$

In unserer Figur hat nun aber der Linienzug mit der doppelten Seitenzahl nicht die Seite K_{2n} , sondern die Seite $\frac{K_n}{2}$, weil ja nach der Annahme ΣK unverändert bleiben soll. Deshalb muß der Durchmesser des umgeschriebenen Kreises sich ändern und statt R_n den Wert R_{2n} annehmen. Dieser Wert ergibt sich nun aus der folgenden Proportion:

$$R_n : R_{2n} = \sqrt{2 R_n (R_n - \sqrt{R_n^2 - \frac{K_n^2}{4}})} : \frac{K_n}{2}$$

Mit Worten: Wäre der Durchmesser des dem Polygon mit verdoppelter Seitenzahl umgeschriebenen Kreises unverändert geblieben, so müßte dieses Polygon die durch die obige Wurzel angegebene Seitenlänge haben. Da es aber in unserer Konstruktion die kleinere Seitenlänge $\frac{K_n}{2}$ hat, muß der Durchmesser des umgeschriebenen Kreises entsprechend verkleinert worden sein. Dieser Durchmesser ist aber, wie aus der Figur ersichtlich, gleich der Höhe des Maximums. Man könnte auch den Durchmesser des Kreises berechnen, in den unsere gebrochene P -Kurve übergeht, wenn die Anzahl der K unendlich groß wird. Für die hier behandelten Fragen hat ein weiteres Ausspinnen dieser Gedanken jedoch keine Bedeutung.

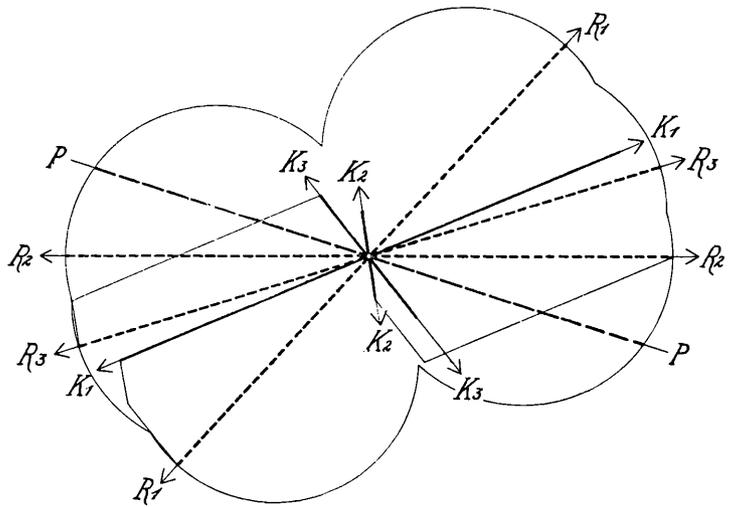


Fig. 45. (Siehe Text.)

Wir wenden uns der letzten schematischen Figur zu (Fig. 45), die uns nun einen viel allgemeineren Fall vorführt. Es sind hier drei Paare gleicher, entgegengesetzter Kräfte vorhanden, die unter beliebigem Winkel zueinander stehen. Durch Halbierung des so gebildeten, zentrisch-symmetrischen, sonst aber ganz unregelmäßigen Sternes ergeben sich drei Kräftekombinationen und daraus drei Resultierende. Diese freien Resultierenden R bilden die Maxima der P -Kurve. Jede zwischen ihnen liegende, durch Zusammensetzung dreier Kräfte in einer abweichenden, erzwungenen Richtung gewonnene Kraft P ist kleiner als das R der gleichen Kräftekombination.

Aus dieser Voruntersuchung ergeben sich folgende zwei wichtigen Sätze:

1. Unter allen Gesamtkräften, die man durch Zusammensetzung aus einer bestimmten Hälfte des Diagrammes gewinnen kann, ist die nach dem Kräfteparallelogramm erzeugte Resultierende R die größte. Suchen wir also die größte Resultierende überhaupt, so brauchen wir sie nur unter den acht möglichen R zu suchen, während die dazwischen liegenden Kräfte P von vorneherein ausscheiden.

2. Der geometrische Ort der Enden aller durch Zusammensetzung von je acht Teilkräften des Diagrammes erzeugbaren Resultierenden, die P -Kurve, ist eine geschlossene, in bezug auf den Mittelpunkt des Diagrammes zentrisch symmetrische Linie, die aber nicht kontinuierlich, sondern an 16 Stellen geknickt ist und aus 16 Kreisbögen besteht. Das hat zur Folge, daß das gesuchte größte Maximum nicht durch ganz mechanische Anwendung

zu wünschen, daß ein Mathematiker sich dieser Sache annimmt. Ich erwähne hier einige der auffallendsten dieser Eigentümlichkeiten des Diagrammes. Dabei soll folgende Nomenklatur gelten:

K_1 heißt die gegen O gerichtete Komponente. Von ihr schreitet die Numerierung im Sinne der positiven Winkel, also entgegen dem Sinn des Uhrzeigers, fort. R_1 heißt die nicht gedrehte Resultierende, deren Linienzug mit K_1 beginnt. P_1 heißen alle durch Drehen von R_1 erzeugten zusammengesetzten Kräfte. α_1 ist der Winkel zwischen K_1 und einem bestimmten P resp. R .

Die Knickungsstellen der P -Kurve liegen, wie man in Fig. 46 und 47 sieht, stets in der Verlängerung eines Strahles des Diagrammes. Dies ist jedoch nicht wesentlich, sondern rührt nur daher, daß in Anbetracht der Einteilung der Windrose jede Teilkraft K_n auf einer anderen K_{n+4} senkrecht stehen muß. Wesentlich ist nur, daß jede Knickungsstelle auf einer durch den Mittelpunkt des Diagrammes gehenden Senkrechten zu einer der Kräfte K liegt, wie man bei Vergleich der Fig. 45, in der keine Komponente auf der anderen normal steht, sofort sieht. Der Grund für diese Lage der Knickungsstellen, die also um je $22\frac{1}{2}^\circ$ voneinander abstehen, ist unschwer einzusehen. Betrachten wir die Resultierende P_1 aus den Komponenten K_1, K_2, \dots, K_8 . Für alle P_1 , die in dem Winkel zwischen K_4 und K_5 liegen, liefern sämtliche acht Komponenten positive Beiträge, weil sie mit P_1 durchwegs spitze Winkel einschließen, sodaß alle $K \cos \alpha$ positiv sind. Liegt P_1 in der Richtung von K_4 , so steht es senkrecht auf K_8 , d. h. dieses liefert keinen Beitrag zu P . Lassen wir P sich im Sinn des Uhrzeigers weiter drehen, so wird der Winkel $P_1 K_8$ stumpf, $K_8 \cos \alpha_8$ wird negativ. Die zu R_1 gehörige, gedrehte Resultierende P_1 setzt sich in dieser Stellung also zusammen aus den positiven Stücken $K_1 \cos \alpha_1 + K_2 \cos \alpha_2 + \dots + K_7 \cos \alpha_7$, vermindert um das negative Stück $K_8 \cos \alpha_8$. Betrachten wir nun die andere Kräftekombination $K_{16}, K_1, K_2, \dots, K_7$. Für dieselbe Stellung von P im Raum zwischen K_3 und K_4 sind alle α dieser Kräftekombination spitz. Die Formel für das P_{16} , das dieselbe Stellung wie das obige P_1 hat, lautet daher: $K_{16} \cos \alpha_{16} + K_1 \cos \alpha_1 + \dots + K_7 \cos \alpha_7$, wobei sämtliche Glieder positiv sind. Da $K_{16} = K_8$ und $\alpha_{16} = 180 - \alpha_8$ ist, ergibt sich $K_{16} \cos \alpha_{16} = -K_8 \cos \alpha_8$. Wir haben also

$$\begin{aligned} P_1 &= K_1 \cos \alpha_1 + K_2 \cos \alpha_2 + \dots - K_{16} \cos \alpha_{16} \\ P_{16} &= K_1 \cos \alpha_1 + K_2 \cos \alpha_2 + \dots + K_{16} \cos \alpha_{16} \\ \hline P_{16} - P_1 &= 2 K_{16} \cos \alpha_{16} \end{aligned}$$

Überall im Raum zwischen K_3 und K_4 ist daher P_{16} um $2 K_{16} \cos \alpha_{16}$ größer als P_1 . Dagegen ist im Raum zwischen K_4 und K_5 umgekehrt P_1 um denselben Betrag größer als P_{16} , weil hier $K_8 \cos \alpha_8$ positiv, $K_{16} \cos \alpha_{16}$ aber negativ ist. In der Richtung K_4 sind die beiden P gleich, da hier weder K_8 noch K_{16} einen Beitrag zur Resultierenden liefert. Da die P -Kurve nur die Enden der in der betreffenden Richtung jeweils längsten P verbindet, sehen wir, daß jede Normale auf ein Paar von Komponenten eine Stelle bezeichnen muß, wo der Geltungsbereich einer bestimmten Kräftekombination in der Kurve endet und der einer anderen beginnt. Dies ist der Grund, warum hier eine Knickung der Kurve liegt.

Wir sehen aus dieser Betrachtung auch noch folgendes: Alle diejenigen R , die innerhalb der P -Kurve enden, ohne sie zu erreichen, enthalten negative Werte $K \cos \alpha$, denn nur dadurch sind sie kleiner als ein in der gleichen Richtung liegendes, zu einer anderen Kräftekombination gehöriges P . Für das größte R kann dies jedoch nie gelten, da über dieses niemals irgendein Teil der P -Kurve hinausgreifen kann. Denn nach dem oben

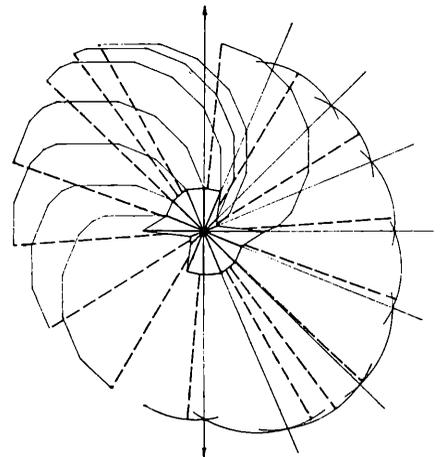


Fig. 47. Faltungsdiagramm des flachgelagerten Gebietes Col Santo-Campomolon. Ausführung und Maßstab wie Fig. 46.

Gesagten sind alle P kleiner als die zugehörigen R und daher auch kleiner als das größte R . Daraus folgt, daß wenn R_n das größte R ist, es stets in dem Raum zwischen K_{n+3} und K_{n+4} liegen muß, d. h. von K_n um mehr als $67\frac{1}{2}^\circ$ und weniger als 90° abstehen muß. Denn für jede Richtung gibt es eine und nur eine Kräftekombination, die gar kein negatives $K \cos \alpha$ liefert, das ist die, bei der auf beiden Seiten von P gleichviel K liegen.

Trotz verschiedener Versuche ist es mir nicht gelungen, eine Annahme über die Verteilung der K zu finden, bei der die R nicht vom größten zum kleinsten ständig abnehmen, sondern größere und kleinere R mehrmals abwechseln. Leider reichen meine mathematischen Fähigkeiten nicht aus, um diese Eigentümlichkeit des Diagrammes streng zu beweisen. Ich bedauere dies sehr, weil gerade diese Eigenschaft für den Gang der Berechnung des größten R sehr wesentlich ist. Vorläufig kann ich es also nur als einen Erfahrungssatz hinstellen, daß mir niemals ein Diagramm untergekommen ist, bei dem größere und kleinere R mehrmals miteinander abwechseln.

β) Berechnung der Hauptachse des Faltungsdiagrammes.

Das Prinzip der rechnerischen Ermittlung der Lage und Länge des größten R ist nach dem vorher Gesagten schon klar. Man hat in derselben Art, wie beim Halbdigramm, aus je acht Strahlen eine Resultierende zu bilden. Die längste der so gewonnenen Resultierenden ist die gesuchte Achse. Diese Rechnung erscheint sehr langwierig. Sie läßt sich aber ganz bedeutend vereinfachen. Wie das geschieht, soll an unserem oft gebrauchten Beispiel dargelegt werden. Zunächst werden in der Tabelle Nr. 14 je zwei einander gegenüberliegende Werte q addiert. So erhält man die folgende Ausgangstabelle für das Diagramm, die auch der Fig. 46 zugrunde liegt. (Die letzten Zeilen der Tabelle dienen späteren Darlegungen.)

Tabelle 38.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
q	630	213	292	80	575	286	629	996
ν	22	6	11	2	12	10	23	29
q'	42·0	14·2	19·5	5·3	38·3	19·1	41·9	66·4

Mit q bezeichnen wir wieder die Winkelsummen in den einzelnen Richtungen. Die zweite, untere Hälfte des Diagrammes ist der angeschriebenen natürlich gleich. Nun wird zunächst irgendein R berechnet. Am besten geht man von R_1 aus.

Tabelle 39:

Nr.	Richtung	β	q	$q \sin \beta$	$q \cos \beta$
1	O	0°	630	0	+ 630·0
2	ONO	$22\cdot5^\circ$	213	+ 81·5	+ 196·8
3	NO	45°	292	+ 206·5	+ 206·5
4	NNO	$67\cdot5^\circ$	80	+ 73·9	+ 30·6
					+ 1063·9
5	N	90°	575	+ 575·0	0
6	NNW	$112\cdot5$	286	+ 264·2	- 109·4
7	NW	135°	629	+ 444·8	- 444·8
8	WNW	$157\cdot5^\circ$	996	+ 381·2	- 920·2
			3701	+ 2027·1	- 1474·4
					+ 1063·9
					- 410·5

$$X_1 = \Sigma q \cos \beta = - 410\cdot5$$

$$Y_1 = \Sigma q \sin \beta = + 2027\cdot1$$

Zur Durchführung dieser Rechnung dient wieder die Hilfstabelle Nr. 16.

Die zu den anderen R gehörigen Koordinaten braucht man nun nicht auf demselben Weg zu berechnen, sondern erhält sie viel rascher auf Grund folgender Überlegung (vgl. Fig. 46): X_2 , die zu R_2 gehörige Abszisse, unterscheidet sich von X_1 dadurch, daß q_1 wegfällt und das gleich große, aber entgegengesetzt gerichtete q_2 hinzukommt. Es ist also um $2 q_1$ kleiner, als X_1 . Gehen wir von X_2 zu X_3 weiter, so müssen wir die Projektion von q_2 auf die X -Achse wegnehmen und die gleich große, entgegengesetzt gerichtete von q_{10} hinzufügen. X_3 ist also um $2 q_2 \cos \beta_2$ kleiner als X_2 . Allgemein ist

$$X_{n+1} = X_n - 2 q_n \cos \beta_n.$$

Ganz Analoges gilt für Y . Y_2 ist gleich Y_1 , weil $q_1 \sin \beta_1 = q_1 \sin 0^\circ = 0$.

$$X_3 = X_2 - 2 q_2 \sin \beta_2 \text{ usw.}$$

Beispielshalber sei die Berechnung sämtlicher acht Werte für X durchgeführt:

$$\begin{array}{r} X_1 = - 410\cdot5 \\ - 2 q_1 \cos \beta_1 = - 2 \cdot 630 = - 1260\cdot0 \\ \hline X_2 = - 1670\cdot5 \\ - 2 q_2 \cos \beta_2 = - 2 \cdot 196\cdot8 = - 393\cdot6 \\ \hline X_3 = - 2064\cdot1 \\ - 2 q_3 \cos \beta_3 = - 2 \cdot 206\cdot5 = - 413\cdot0 \\ \hline X_4 = - 2477\cdot1 \\ - 2 q_4 \cos \beta_4 = - 2 \cdot 30\cdot6 = - 61\cdot2 \\ \hline X_5 = - 2538\cdot3 \\ - 2 q_5 \cos \beta_5 = 2 \cdot 0 = 0 \\ \hline X_6 = - 2538\cdot3 \\ - 2 q_6 \cos \beta_6 = + 2 \cdot 109\cdot4 = + 218\cdot8 \\ \hline X_7 = - 2319\cdot5 \\ - 2 q_7 \cos \beta_7 = + 2 \cdot 444\cdot8 = + 889\cdot6 \\ \hline X_8 = - 1429\cdot9 \\ - 2 q_8 \cos \beta_8 = + 2 \cdot 920\cdot2 = + 1840\cdot4 \\ \hline X_9 = + 410\cdot5 = - X_1. \end{array}$$

Die Werte für $q \cos \beta$ entnimmt man natürlich aus der Tabelle 39. Man tut gut daran, immer noch X_9 und Y_9 zu berechnen. Da dieses gleich $- X_1$ resp. $- Y_1$ sein muß, gibt es eine bequeme Probe für die Richtigkeit der Subtraktionen. Man erhält so sehr rasch alle im Diagramm möglichen Werte von X und Y . Es ist aber fernerhin auch nicht notwendig, aus diesen Koordinaten alle R zu berechnen, um zu sehen, welches das größte ist. Fast in jeder Logarithmentafel findet man eine Tabelle der Quadrate dreistelliger Zahlen. Nun ist ja $R^2 = X^2 + Y^2$. Natürlich gehört zu dem größten R auch das größte R^2 . Da die Unterschiede der Quadrate viel bedeutender sind, als die der R selbst, so genügt es vollkommen, mittels der erwähnten Rechentafel die ersten sechs Stellen von X^2 und Y^2 aufzusuchen und sie zu addieren. Das Wertepaar, das die größte Summe liefert, ist das gesuchte. Aber auch diese Rechnung braucht nicht für alle acht Wertepaare durchgeführt zu werden. Stellt man die X und Y in einer Tabelle zusammen, wie es unten geschehen wird, so sieht man, daß stets $Y_1 = Y_2$ und $X_5 = X_6$ ist. Der Grund hierfür wurde oben aufgezeigt. Es genügt also, die absoluten

Werte von X_1 und X_2 resp. Y_5 und Y_6 zu vergleichen, um zu erkennen, ob die Summe $X^2 + Y^2$ an diesen zwei Stellen zu- oder abnimmt. Oben (S. 162) wurde gesagt, daß die großen und kleinen R nie mehrfach miteinander abwechseln. Man kann also sofort entnehmen, in welcher Hälfte der Tabelle das größte R liegen muß. Durch Schätzung läßt sich der Spielraum in der Regel noch mehr einschränken, besonders an der Hand einer Zeichnung und wenn man berücksichtigt, was auf S. 162 über die Lage des größten R in bezug auf seine Komponenten gesagt wurde. Es ist also nie notwendig, mehr als drei oder höchstens vier Summen $X^2 + Y^2$ wirklich zu berechnen. Hat man die Nummer des größten R gefunden, so rechnet man weiter nach der schon bei L gebrauchten Formel.

ψ = Winkel zwischen der Hauptachse des Diagrammes und der positiven X -Achse.

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{Y}{X}, \quad R = \frac{Y}{\sin \psi}$$

Natürlich kann es auch hier vorkommen, daß man zuerst einen Winkel ψ' erhält, der dann noch von 180° abgezogen werden muß. Bestimmt man mittels des Rechenschiebers die Wurzel aus $X^2 + Y^2$, so hat man gleich eine annähernde Probe auf den letzten Teil der Rechnung. Für die Durchführung des Ganzen bedient man sich am besten der folgenden Tabelle:

Tabelle 40.

Nr.	Y	X	$X^2 + Y^2$	ψ	R
1	+ 2027·1	410·5			
2	+ 2027·1	− 1670·5			
3	+ 1864·1	− 2064·1	77032.		
4	+ 1451·1	− 2477·1	82529.	149° 38·3'	2870·9
5	+ 1303·3	− 2538·3	81416.		
6	+ 153·3	− 2538·3			
7	− 375·1	− 2319·5			
8	− 1264·7	− 1429·9			

Über die Proben auf die ganze Rechnung ist nicht viel zu sagen. Sie sind ganz dieselben, wie die beim Halbdiaagramm. Man vergleiche das auf S. 123 bis 126 Gesagte, auch bezüglich der Rechenvorteile. Die größte Sicherheit gewährt es, wenn man die Probe nicht für R_1 , sondern erst für das größte R durchführt. Berechnet man für eine Messungsreihe sowohl L als R , so ergibt sich noch eine praktische Zwischenprobe. Nimmt man nämlich in den Tabellen Nr. 15 und 39 alle Werte von $q \sin \beta$ und $q \cos \beta$ positiv, so muß die Summe in beiden Tabellen gleich sein, da ja jedes q der zweiten Tabelle aus zweien der ersten zusammengesetzt ist und sich die zugehörigen Funktionen von β höchstens dem Vorzeichen nach unterscheiden. Man überzeugt sich leicht, daß man in unserem Falle erhält:

$$\begin{aligned} \text{aus Tabelle 15 : } \Sigma' q \sin \beta &= 1243\cdot6 + 783\cdot5 = 2027\cdot1 & \Sigma' q \cos \beta &= 87\cdot6 + 2389\cdot8 + 61\cdot0 = 2538\cdot4 \\ \text{aus Tabelle 39 } \Sigma q \sin \beta &= 2027\cdot1 & \Sigma q \cos \beta &= 1063\cdot9 + 1474\cdot4 = 2538\cdot3. \end{aligned}$$

Ehe wir in der Besprechung des Faltungsdiagrammes weitergehen, wird es notwendig sein, sich einmal zu fragen, mit welcher Genauigkeit die bisher abgeleiteten Werte aus einer bestimmten Anzahl von Fallzeichen berechnet werden können. Leider handelt es sich hier wieder um eines jener Probleme, zu deren vollkommen befriedigender Lösung meine mathematischen Kenntnisse nicht ausreichen. Vielleicht wird es aber doch möglich sein, wenigstens gewisse Anhaltspunkte für die Beurteilung der Größe des möglichen Fehlers von R und ψ zu gewinnen. Die Unsicherheit eines Mittelwertes wird bekanntlich durch den mittleren Fehler ge-

messen, ein Verfahren, von dem wir ja im Vorhergehenden schon sehr oft Gebrauch gemacht haben. Es kommt also darauf an, die charakteristischen Werte des Diagrammes irgendwie als Mittelwerte aufzufassen und dann deren mittleren Fehler zu bestimmen.

Wir beginnen am besten mit der Berechnung der Genauigkeit von ψ . Wie schon in dem Abschnitt über die Proben auf die Bestimmung von L dargelegt wurde, heben sich die seitlichen Abweichungen aller Komponenten von der Richtung der Resultierenden auf (vgl. bes. S. 124). Es gilt die Formel

$$\sum q \sin \alpha = 0, \text{ oder, was dasselbe ist, } \sum \varphi \sin \alpha = 0.$$

Wir können deshalb die Richtung R als einen Mittelwert und die einzelnen $\varphi \sin \alpha$ als Abweichungen von diesem Mittelwert auffassen. Daraus können wir nun sogleich die durchschnittliche Abweichung von der Richtung R berechnen. Wir nennen δ_ψ = durchschnittlicher Abstand der distalen Enden der einzelnen graphisch als Strecken aufgetragenen ψ von einer durch ihr proximales Ende gelegten Parallelen zu R .

Σ' = Summe einer Reihe von Gliedern ohne Rücksicht auf das Vorzeichen (wie schon oben, S. 164).

$$\text{Dann ist } \delta_\psi = \frac{\Sigma' \varphi \sin \alpha}{n'}.$$

Wenn die Häufigkeit der einzelnen Abweichungen dem Binomialgesetz folgt, so gilt ferner bekanntlich die Beziehung: Streuung = $1.25 \times$ durchschnittliche Abweichung. Setzen wir also eine ungefähre Übereinstimmung mit dem Binomialgesetz voraus, so erhalten wir auf diese Weise die Streuung σ_ψ . Ferner ist der mittlere Fehler eines Mittels gleich

$$\mu_\psi = \frac{\sigma_\psi}{\sqrt{n'}}.$$

Für μ_ψ erhalten wir so eine bestimmte Zahl in Längeneinheiten der Diagrammzeichnung. Um daraus den mittleren Fehler von ψ in Graden, den ich mit m_ψ bezeichne, zu bekommen, müssen wir μ_ψ als die dem Winkel m_ψ gegenüber liegende Kathete eines rechtwinkligen Dreieckes auffassen. Wie groß ist die Hypotenuse dieses Dreieckes? Bezeichnen wir mit a den senkrechten Abstand des Endes irgend einer einen Winkel ψ darstellenden Strecke im Diagramme von einer durch ihren Fußpunkt gelegten Parallelen zu R , so gilt die Formel:

$$\sin \alpha = \frac{a}{\varphi}$$

Zu dem Mittel aller Abstände a gehört offenbar auch das Mittel aller φ , $\frac{\Sigma \varphi}{n'}$.¹¹⁾ Dieses werden wir als die gesuchte Hypotenuse ansehen. Um den mittleren Fehler von ψ in Graden zu bekommen, müssen wir demnach μ_ψ durch $\frac{\Sigma \varphi}{n'}$ dividieren. Wir erhalten also:

$$\sin m_\psi = \frac{1.25}{\sqrt{n'}} \left(\frac{\Sigma' \varphi \sin \alpha}{n'} \quad \frac{\Sigma \varphi}{n'} \right)$$

$$m_\psi = \arcsin \left(1.25 \frac{\Sigma' \varphi \sin \alpha}{\sqrt{n'} \Sigma \varphi} \right).$$

¹⁰⁾ Es ist einleuchtend, daß in dieser ganzen auf die Genauigkeit von ψ bezüglichen Rechnung n' an die Stelle von n tritt. Die Fallwinkel 0° gehören zwar auch in bestimmte Richtungsklassen, doch läßt sich wegen ihrer Kleinheit nicht feststellen in welche. Sie haben daher auf die Richtung der Achse keinen Einfluß. Würden wir n und nicht n' in die Rechnung einführen, so kämen wir zu dem widersinnigen Ergebnis, daß die Richtung von R um so genauer bestimmt ist, je mehr horizontale Einfallen wir — bei gleichbleibender Anzahl der anderen Fallzeichen — gemessen hätten.

¹¹⁾ Es sei hier ausdrücklich bemerkt, daß ich bei der Behandlung von Diagrammen die Ausdrücke Σq und $\Sigma \varphi$ stets nur auf die Hälfte des Diagrammes anwende.

Für die weitere Verwendung des gefundenen Wertes ist die Bemerkung wichtig, daß es bei den relativ kleinen in Betracht kommenden Winkeln und innerhalb der überhaupt erreichbaren Genauigkeit erlaubt sein wird, die Änderung des Sinus der des Winkels proportional zu setzen.

Diese Rechnungsweise hat den Vorteil, relativ einfach zu sein und sich eng an eine oft schon durchgeführte Probe auf ψ anzuschließen. Ihr Nachteil liegt darin, daß sie eine binomiale Verteilung der Abweichungen von der R -Richtung voraussetzt. Es schien deshalb wünschenswert, σ_ψ direkt zu berechnen, und das soll nun versucht werden. Die Definitionsformel für die Streuung ist in Johannsens Schreibweise

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum p D^2}{n}}$$

Darin bedeutet

p die Anzahl der Individuen in einer Klasse,

D die Abweichung des Klassenmittels vom Mittel der ganzen Reihe.

Natürlich handelt es sich dabei nicht um Richtungsklassen, sondern um Klassen des untersuchten ordnenden Merkmales selbst. Im Interesse der Durchführung der Rechnung wäre es jedoch, die Richtungsklassen verwenden zu können. Bei der Berechnung von σ mit gewöhnlichen Klassen setzen wir, auch wenn es sich um einen stetigen Kollektivgegenstand handelt, stets p -mal das Quadrat des Abstandes des Klassenmittels vom Mittel der ganzen Reihe gleich der Summe der Quadrate aller Abstände der einzelnen Individuen der Klasse. Ganz identisch sind diese beiden Werte nicht. Sie werden aber in der Kollektionsmaßlehre stets als gleich angenommen, ohne daß daraus ein störender Fehler entstünde, wie sich dies auch theoretisch rechtfertigen läßt. Man kann nun denselben Vorgang auch für die Richtungsklassen versuchen. Freilich ist der begangene Fehler hier bedeutend größer, weil die Individuen einer Richtungsklasse von einander viel stärker verschieden sind, als die einer Fallwinkelklasse. Es wäre zu wünschen, daß die Größe dieses Fehlers von mathematischer Seite einmal untersucht würde. Hier kann dies nicht geschehen, sondern wir werden einfach versuchsweise mit den Richtungsklassen wie mit gewöhnlichen Klassen rechnen. Dann tritt in der Formel für σ

an die Stelle von p der Buchstabe ν ,

an die Stelle von D der mittlere Abstand der distalen Enden aller in einer Richtungsklasse enthaltenen Strecken φ von einer durch ihr proximales Ende gelegten Parallelen zur resultierenden R . Dieser ist nach dem oben Gesagten $= \frac{q}{\nu} \sin \alpha$. Es ist daher

$$\sigma_\psi = \sqrt{\left(\sum \nu \frac{q^2 \sin^2 \alpha}{\nu^2} \right) n'} = \sqrt{\left(\sum \frac{q^2 \sin^2 \alpha}{\nu} \right) n'}$$

Daraus folgt

$$\mu_\psi = \frac{1}{n'} \sqrt{\sum \frac{q^2 \sin^2 \alpha}{\nu}}$$

Um schließlich den mittleren Fehler in Winkelmaß zu erhalten, haben wir ganz analog wie früher zu rechnen:

$$\sin m_\psi = \mu_\psi \frac{\sum \varphi}{n'}$$

$$m_\psi = \arcsin \left(\sqrt{\sum \frac{q^2 \sin^2 \alpha}{\nu}} \frac{\sum \varphi}{n'} \right)$$

Wie schon erwähnt, wäre die Rechnung genauer, wenn man nicht von den Richtungsklassen, sondern von den einzelnen φ ausginge. Sie kompliziert sich dadurch allerdings bedeutend. Damit sie nicht allzu lang wird, ist es jedenfalls erwünscht, Fallwinkelklassen zu verwenden. Nennen wir analog wie in den Tabellen

27 und 28, p die Anzahl von Fallzeichen in einer bestimmten Neigungsklasse einer bestimmten Richtungsklasse und bezeichnen wir den Mittelwert einer solchen kleinen Klasse mit τ , so geht die Formel für die Streuung in diese Form über:

$$\sigma_{\psi} = \sqrt{(\sum p \tau^2 \sin^2 \alpha) : n'}$$

$$\mu_{\psi} = \frac{1}{n'} \sqrt{\sum p \tau^2 \sin^2 \alpha}$$

$$m_{\psi} = \text{arc sin} \left(\sqrt{\sum p \tau^2 \sin^2 \alpha : \sum \varphi} \right)$$

Wir haben also drei Formeln erhalten, durch die der mittlere Fehler der Richtung von R gefunden werden kann. Es ist notwendig, diese Formeln an einem oder dem anderen Beispiel zu erproben. Zweckmäßigerweise verschieben wir dies jedoch, bis auch über die Genauigkeit, mit der die Länge von R bestimmt ist, gehandelt wurde. Der mittlere Fehler von R gibt uns an, wie genau die empirisch gefundene Länge R uns jenes ideale R vorstellt, das man erhielte, wenn man die Resultierende aus unendlich vielen Messungen auf die Diagrammgröße für n' Messungen reduzierte. Seiner Berechnung wenden wir uns somit zu.

Wir gehen von der Regel aus, daß, wenn man einen Mittelwert mit einer fehlerfreien Konstanten multipliziert, auch der mittlere Fehler mit derselben Zahl multipliziert werden muß. Die Anzahl der Individuen n ist innerhalb der Rechnung konstant. Falls wir also $\frac{R}{n}$ als einen Mittelwert auffassen und dessen mittleren Fehler berechnen können, erhalten wir den mittleren Fehler von R selbst einfach durch Multiplizieren mit n . Nun ist $R = \sum \varphi \cos \alpha$ und $\frac{R}{n} = \frac{\sum \varphi \cos \alpha}{n}$, d. h. $\frac{R}{n}$ ist das Mittel aus allen Projektionen der einzelnen

Strecken φ auf die Diagrammachse. Die Bestimmung des mittleren Fehlers von $\frac{R}{n}$ kann in ganz analoger Weise geschehen, wie die von m_{ψ} . Der Umweg über den durchschnittlichen Fehler kommt hier jedoch kaum in Betracht, weil uns in dem gegenwärtigen Fall ja nicht die Abweichungen vom Mittel, sondern die absoluten Werte der Varianten gegeben sind und es für die Berechnung des durchschnittlichen Fehlers meines Wissens keine so bequemen Formeln, wie für den mittleren Fehler gibt.

Für die Ermittlung der Streuung der Projektionen = σ_R gehen wir zunächst wieder von den ganzen Richtungsklassen aus. Wir verwenden dabei jetzt die Berechnungsformel für σ . Sie lautet nach Johannsens Bezeichnungsweise:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum p a^2}{n} - b^2}$$

In unserem Falle nehmen wir als Ausgangswert am besten den Wert O . Dann tritt

$$\begin{aligned} \text{an die Stelle von } b & \quad \frac{R}{n}, \\ a & \quad \frac{q}{v} \cos \alpha, \\ p & \quad v, \end{aligned}$$

$$\sigma_R = \sqrt{\frac{1}{n'} (\sum v \frac{q^2}{v^2} \cos^2 \alpha) - \left(\frac{R}{n'}\right)^2} = \sqrt{\frac{1}{n'} (\sum \frac{q^2}{v} \cos^2 \alpha) - \frac{R^2}{n'^2}}$$

$$m_R = \text{mittlerer Fehler der Länge } R = \frac{\sigma_R}{\sqrt{n'}} \cdot n' = \sigma_R \sqrt{n'} = \sqrt{\sum \frac{q^2}{v} \cos^2 \alpha - \frac{R^2}{n'}}$$

Wenn man die Richtungsklassen noch in Fallwinkelklassen unterteilt, gestaltet sich die Formel folgendermaßen um:

$$\sigma_R = \sqrt{\frac{1}{n'} \sum p \tau^2 \cos^2 \alpha - \frac{R^2}{n'^2}}$$

$$m_R = \sqrt{\sum p \tau^2 \cos^2 \alpha - \frac{R^2}{n'}}$$

Ehe wir von einem weiteren Moment der Unsicherheit in der Bestimmung der Diagrammachse sprechen, sollen die bisher entwickelten Formeln auf unser Beispiel vom Westhang des Finocchio angewendet werden.

1. Der mittlere Fehler des Winkels ψ .

a) Nach der Formel $m_\psi = \arcsin \left(1.25 \frac{\sum' \varphi \sin \alpha}{\sqrt{n' \sum \varphi}} \right)$.

Die in dieser Formel vorkommenden Summen entnehmen wir aus der folgenden Tabelle, die gleichzeitig auch für spätere Rechnungen dient.

Da die Vorzeichen der Funktionen von α ohne Einfluß auf das Ergebnis sind, kann man zur größeren Bequemlichkeit mit der Klasse 1 beginnen und statt der dadurch auftretenden stumpfen Winkel einfach deren Supplemente setzen.

Tabelle 41.

Nr.	Richtung		q		$q \sin \alpha$	$(q \sin \alpha)^2$	$\frac{(q \cos \alpha)^2}{v}$
1	O	30° 22'	630	22	318.5	4611	13430
2	ONO	52° 52'	213	6	169.8	4806	2756
3	NO	75° 22'	292	11	282.5	7256	495
4	NNO	82° 8'	80	2	79.2	3140	60
5	N	59° 38'	575	12	496.1	20510	7042
6	NNW	37° 8'	286	10	172.7	2981	5199
7	NW	14° 38'	629	23	158.9	1098	16104
8	WNW	7° 52'	996	29	136.3	641	33566
			3701	115	1814.0	45043	78652

$$n' = 115$$

Die weitere Rechnung wird ganz mit Logarithmen ausgeführt und man erhält

$$m_\psi = 3^\circ 16.5'$$

b) Nach der Formel $m_\psi = \arcsin \left(\sqrt{\frac{\sum q^2 \sin^2 \alpha}{v} : \sum \varphi} \right)$.

Aus Tabelle 41 entnehmen wir die Summen und erhalten

$$m_\psi = 3^\circ 17.2'$$

c) Nach der Formel $m_\psi = \arcsin \left(\sqrt{\sum p \tau^2 \sin^2 \alpha : \sum \varphi} \right)$.

Die Ausrechnung dieser Formel erheischt eine Klassentabelle ähnlich der Nr. 24 und 27.

Tabelle 42.

Nr.	Richtung	$\tau =$	7	17	27	37	47	57	67	77	87	$\Sigma p \tau^2$	$\Sigma p \tau^2 \sin^2 \alpha$	$\Sigma p \tau^2 \cos^2 \alpha$	
			$\tau^2 =$	49	289	729	1369	2209	3249	4489	5929				7569
1	O	30° 22'	$p =$	7	9	4		1	1			21798	5571	16227	
2	ONO	52° 52'			4	1		1				7534	4789	2746	
3	NO	75° 22'	1	4	2	2	2					9819	9192	627	
4	NNO	82° 8'				2						2738	2687	51	
5	N	59° 38'	1		2	2	2	2	1	1	1	33148	24114	8272	
6	NNW	37° 8'	1	2	3	3	1					9130	3327	5803	
7	NW	14° 38'	1	7	10	3	1		1			20167	1287	18880	
8	WNW	7° 52'		8	11	2	2	2	3	1		43381	813	42568	
													51780	95174	

Da es weitaus bequemer und jedenfalls genügend ist, wurden in dieser Tabelle die abgerundeten Klassenmittel τ verwendet. Vgl. S. 132. Natürlich müssen wir jetzt auch für Σp die mit Benützung dieser Fallwinkelklassen gefundene Zahl 3675 einsetzen. Die p der Tabelle 42 sind durch addieren von je zwei p aus gegenüberliegenden Richtungsklassen der Tabelle 24 gefunden. Die Teilsommen in der Rubrik $\Sigma p \tau^2$ für die einzelnen Richtungsklassen werden am besten auf einem besonderen Blatt berechnet. Der Wert $\Sigma p \tau^2 \cos^2 \alpha$ wird erst weiter unten verwendet.

Die Ausrechnung vom m_ψ ergibt nun $m_\psi = 3^\circ 33'0''$.

Die drei Formeln für m_ψ liefern also ziemlich übereinstimmende Resultate, aus denen zu erkennen ist, daß der mittlere Fehler der Richtung der Diagrammachse ungefähr 3 bis $3\frac{1}{2}^\circ$ beträgt. Aus dieser Übereinstimmung dürfen wir wohl schließen, daß einesteils die Abweichungen von der R -Richtung wirklich ungefähr entsprechend dem Fehlergesetz angeordnet sind und daß andersteils der auf S. 166 dargelegte Fehler bei Verwendung der Richtungsklassen statt der Fallwinkelklassen in der Formel für die Streuung nicht sehr wesentlich ist. Die nahe Übereinstimmung des ersten und zweiten der gefundenen Werte und ihre größere Abweichung vom dritten dürfte wohl als nur zufällig aufzufassen sein.

2. Der mittlere Fehler der Länge von R .

a) Nach der Formel $m_R = \sqrt{\Sigma \frac{q^2 \cos^2 \alpha}{v} - \frac{R^2}{n}}$. Wir entnehmen die Summe aus Tabelle 41 und erhalten

$$m_R = \sqrt{78652 - \frac{2870 \cdot 9^2}{115}} = \sqrt{78652 - 71670} = 83.6.$$

b) Nach der Formel $m_R = \sqrt{\Sigma p \tau^2 \cos^2 \alpha - \frac{R^2}{v}}$.

Tabelle 42 und die erste Berechnung von m_R liefern uns alle notwendigen Daten und wir erhalten sogleich

$$m_R = \sqrt{95174 - 71670} = 153.3^{12}).$$

Hier ist die Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der beiden Formeln also keine gute. Wir werden wohl den zweiten Wert für den genaueren zu halten haben.

Außer den bisher behandelten Unsicherheiten in der Bestimmung der charakteristischen Zahlen des Diagrammes ist nun aber noch eine zu bedenken. Es könnte nämlich sein, daß bei einer starken Vergrößerung

¹²⁾ Streng genommen sollte in die Formel ein Wert R eingesetzt werden, der ebenfalls mit Klassen berechnet wurde. Doch ist der so begangene Fehler gegenüber anderen Fehlerquellen unmerklich.

der Beobachtungsreihe ein anderes R als das zuerst berechnete sich als das längste herausstellte. Diese Unsicherheit ist natürlich nicht identisch mit der durch den mittleren Fehler von R dargestellten, denn im allgemeinen werden sich die einander benachbarten R bei einer Vermehrung der Beobachtungen ja gleichsinnig ändern und das längste R wird das längste bleiben. Nur bei ganz bestimmter Verteilung der neu hinzukommenden Fallzeichen auf die Weltgegenden kann ein anderes R zum längsten werden. Es ist also notwendig, die Wahrscheinlichkeit zu untersuchen, daß das auf Grund einer bestimmten Menge von Fallzeichen als das größte erkannte R bei starker Vermehrung der Beobachtungen sich nicht als das größte erweist. Die vollständige Durchführung dieser Aufgabe wäre sehr umständlich. Bezeichnen wir die einzelnen Resultierenden im Diagramm nach abnehmender Größe, so wie sie zunächst gefunden wurde, mit R, R', R'' usw., so setzt sich die Wahrscheinlichkeit, daß R bei unbegrenzter Vermehrung der Beobachtungen nicht die größte Resultierende bleibt, aus folgenden Teilwahrscheinlichkeiten zusammen: $w_1 =$ Wahrscheinlichkeit, daß R' größer als R wird (und zugleich größer als alle anderen R bleibt). $w_2 =$ Wahrscheinlichkeit, daß R'' größer als R und R' wird (und zugleich größer als alle anderen R bleibt). $w_3 =$ Wahrscheinlichkeit, daß R''' größer als R, R' und R'' wird usw.

Die Summe aller dieser Teilwahrscheinlichkeiten gibt die Gesamtwahrscheinlichkeit, daß R kleiner als irgend eine andere Resultierende wird. Es unterliegt jedoch keinem Zweifel, daß w_2, w_3 usw. im Vergleich zu w_1 sehr klein sind. Für eine erste Übersicht wird es sicherlich genügen, zu untersuchen, wie wahrscheinlich es ist, daß R' größer als R wird, und darauf werden wir uns beschränken. Jede der beiden größten Resultierenden R und R' des Diagrammes besteht aus der Summe der Projektionen aller Strecken φ . Der Unterschied zwischen ihnen beruht nur darauf, daß diese φ bei der Projektion verschieden stark verkürzt werden, weil sie mit R den Winkel α , mit R' aber einen anderen Winkel, der α' genannt sei, bilden. Dieser Unterschied ist also in jedem einzelnen Falle $\varphi \cos \alpha - \varphi \cos \alpha' = \varphi (\cos \alpha - \cos \alpha')$. Der Gesamtunterschied zwischen R und R' ist gleich der Summe aller Unterschiede der einzelnen Projektionen, also

$$R - R' = \sum \varphi (\cos \alpha - \cos \alpha').$$

Das Mittel aus allen Differenzen der Projektionen von φ ist

$$\frac{R - R'}{n'} = \frac{1}{n'} \sum \varphi (\cos \alpha - \cos \alpha').$$

Unsere nächste Aufgabe ist, den mittleren Fehler dieses Mittelwertes zu bestimmen. Dabei können wir wieder die zwei verschiedenen Methoden befolgen, von denen wir schon zweimal Gebrauch gemacht haben, die ungenauere, bei der die Richtungsklassen allein der Rechnung zugrunde gelegt werden, und die genauere, bei der außerdem auch die Fallwinkelklassen berücksichtigt sind.

Im ersteren Falle entwickelt sich unsere Formel folgendermaßen weiter: Der Mittelwert des Unterschiedes aller Projektionen, die zur selben Richtungsklasse gehören, ist $\frac{q}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')$. Dieser Mittelwert kommt im Gesamtmittel ν -mal vor. Gehen wir wieder von der Formel für die Streuung

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum p a^2}{n} - b^2}$$

aus, so ist in unserem Falle

$$p = \nu \quad a = \frac{q}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha') \quad n = n' \quad b = \frac{R - R'}{n'}$$

$$\sigma_{R-R'} = \sqrt{\frac{1}{n'} \sum \nu \frac{q^2}{\nu^2} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \left(\frac{R - R'}{n'}\right)^2}$$

Der mittlere Fehler von $\frac{R-R'}{n}$ ist demnach

$$\mu_{R-R'} = \frac{1}{\sqrt{n'}} \sqrt{\frac{1}{n'} \sum \frac{q^2}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'^2} (R-R')^2}$$

Der mittlere Fehler von $R-R'$ ist wieder n -mal so groß, also

$$\begin{aligned} m_{R-R'} &= \sqrt{n'} \sqrt{\frac{1}{n'} \sum \frac{q^2}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'^2} (R-R')^2} \\ &= \sqrt{\sum \frac{q^2}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'} (R-R')^2}. \end{aligned}$$

Nun empfiehlt es sich nur noch, den Wert $(\cos \alpha - \cos \alpha')^2$ etwas umzuformen, um die Rechnung zu vereinfachen. Zunächst ist nach einer bekannten Regel

$$\cos \alpha - \cos \alpha' = 2 \sin \frac{\alpha + \alpha'}{2} \sin \frac{\alpha - \alpha'}{2}.$$

Ferner ist

$$\begin{aligned} \alpha &= \beta - \psi \\ \alpha' &= \beta - \psi' \\ \hline \alpha + \alpha' &= 2\beta - (\psi + \psi') \\ \frac{\alpha + \alpha'}{2} &= \beta - \frac{\psi + \psi'}{2} \end{aligned}$$

Da $\frac{\psi + \psi'}{2}$ für ein bestimmtes Diagramm konstant ist, dient diese Formel zur bequemeren Ermittlung

von $\frac{\alpha + \alpha'}{2}$. Es ist aber auch

$$\begin{aligned} \alpha - \alpha' &= \psi' - \psi \\ \frac{\alpha - \alpha'}{2} &= \frac{\psi' - \psi}{2} \end{aligned}$$

Diese Beziehung ermöglicht eine wesentliche Vereinfachung der Rechnung. Denn da $\frac{\psi' - \psi}{2}$ konstant ist, kann dieser Wert aus der Summe herausgehoben werden. Wir erhalten so

$$\begin{aligned} m_{R-R'} &= \sqrt{\sum 4 \frac{q^2}{\nu} \left(\sin \frac{\alpha + \alpha'}{2} \sin \frac{\alpha - \alpha'}{2} \right)^2 - \frac{1}{n'} (R-R')^2} \\ &= \sqrt{4 \sin^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \sum \frac{q^2}{\nu} \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2} - \frac{1}{n'} (R-R')^2}. \end{aligned}$$

Diese Formel werden wir der Rechnung zugrunde legen.

Wollen wir die einzelnen Richtungsklassen noch in Fallwinkelklassen unterteilen, so wird unsere Ausgangsformel lauten

$$\begin{aligned} m_{R-R'} &= \sqrt{n'} \quad \sigma_{R-R'} = \sqrt{n'} \quad \sqrt{\frac{1}{n'} \sum p \tau^2 (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'^2} (R-R')^2} \\ &= \sqrt{\sum p \tau^2 (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'} (R-R')^2} = \sqrt{4 \sin^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \sum p \tau^2 \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2} - \frac{1}{n'} (R-R')^2}. \end{aligned}$$

Wir gehen sogleich zur praktischen Anwendung der entwickelten Formeln über. In unserem Musterbeispiel tritt an die Stelle von R die Achse R_4 , an Stelle von R' die Resultierende R_5 , die sich aus der Tabelle 40 leicht berechnen läßt.

$$\frac{1}{n'} (R - R')^2 = \frac{1}{n'} (R_4 - R_5)^2 = \frac{1}{115} (2870.9 - 2853.3)^2 = \frac{17.6^2}{115} = 2.6935$$

$$\frac{\psi' - \psi}{2} = \frac{\psi_5 - \psi_4}{2} = \frac{152^\circ 49.3' - 149^\circ 38.3'}{2} = 1^\circ 35.5'.$$

$$\frac{\psi + \psi'}{2} = \frac{149^\circ 38.3' + 152^\circ 49.3'}{2} = 151^\circ 13.8'$$

$$\frac{\alpha + \alpha'}{2} = \beta - \frac{\psi + \psi'}{2} = \beta - 151^\circ 13.8'.$$

Die in beiden Formeln auftretenden Summen berechnen wir am besten mittels einer gemeinsamen Tabelle. Die Teilsummen der $p \tau^2$ können wir dazu aus Tabelle 42 entnehmen. Bevor wir zur Durchführung der Rechnung schreiten, ist jedoch noch eine sehr wichtige, bisher übergangene Bemerkung zu machen. Die entwickelten Formeln wurden unter der Voraussetzung abgeleitet, daß zu jedem Paar von α und α' derselbe Winkel β gehört. Dies trifft im allgemeinen auch zu. Jetzt haben wir uns aber zu erinnern, daß nach dem im Abschnitt α des gegenwärtigen Kapitels Gesagten R und R' sich ja durch eine verschiedene Kombination der Komponenten unterscheiden; indem eine derselben durch ihre Gegenklasse ersetzt ist. Für diese Klasse ist nun aber nicht $\beta = \beta'$, sondern $\beta = \beta' \pm 180^\circ$. In weitaus den meisten Diagrammen zeichnet sich dieselbe Klasse noch durch einen anderen Umstand aus. Wir sahen schon auf S. 161, daß die kleineren R auch solche Komponenten enthalten können, die mit der Richtung der Resultierenden einen stumpfen Winkel einschließen, so daß ein Teil der Projektionen der φ von der Länge R abgezogen, statt ihr zugezählt wird. Dies trifft bei unserem $R' = R_5$ tatsächlich zu (vgl. Fig. 46). Seine Komponenten sind die Richtungsklassen 5 bis 12. Nun ist aber

$$\alpha_{12} = \beta_{12} - \psi = 247^\circ 30' - 152^\circ 49' = 94^\circ 41' > 90^\circ.$$

Da der Cosinus im zweiten Quadranten negativ ist, sind die Projektionen aller φ der Richtungsklasse 12 auf R_5 negativ. Dagegen entsteht die Hauptachse R_4 aus den Komponenten K_4 bis K_{11} . Wir sahen schon a. a. O., daß deren Projektionen durchwegs positiv sein müssen, wie man es auch im konkreten Falle bestätigt findet. K_4 ist die Gegenklasse von K_{12} . Daraus folgt nun aber, daß für alle in diesen Klassen enthaltenen φ der Unterschied der Projektionen auf R_4 und R_5 gleich ist $\varphi (\cos \alpha - \cos \alpha') = \varphi [\cos \alpha + \cos (180 - \alpha')]$. Aus den beiden angeführten Gründen können wir diese Richtungsklasse nicht im Rahmen der allgemeinen Tabelle behandeln, sondern müssen ihren Beitrag zur Gesamtsumme der $\varphi^2 (\cos \alpha - \cos \alpha')^2$, den wir N nennen wollen, getrennt ermitteln. Wir werden also in unserem Beispiel zunächst für die Klassen 5 bis 11 nach den entwickelten Formeln die Summe der Quadrate der Differenzen bilden. Dies geschieht mittels der Tabelle 43.

Tabelle 43.

Nr.	Richtung	$\beta - \frac{\psi + \psi'}{2}$	φ		$\Sigma p \tau^2$	$\frac{\varphi^2 \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2}}{\nu}$	$\Sigma p \tau^2 \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2}$
4	NNO	- 83° 44'	80		2738		
5	N	- 61° 14'	575	12	33148	21171	24891
6	NNW	- 38° 44'	286	10	9130	3202	3574
7	NW	- 16° 14'	629	23	20167	1344	1576
8	WNW	+ 6° 16'	996	29	43381	408	517
9	W	+ 28° 46'	630	22	21798	4178	5048
10	WSW	+ 51° 16'	213	6	7534	4601	4584
11	SW	+ 73° 46'	292	11	9819	7146	9052
						42050	49242

a) Bei Verwendung der Richtungsklassen allein ergibt sich zunächst

$$\Sigma \frac{q^2}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 = 4 \sin^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \Sigma^{K_5 - K_{11}} \frac{q^2}{\nu} \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2} + N = 4 \cdot \sin^2 1^\circ 35' \cdot 42050 + N = 128 \cdot 41 + N.$$

$$N = \frac{q_4^2}{\nu_4} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 = \frac{q_4^2}{\nu_4} [\cos \alpha + \cos (180 - \alpha')]^2.$$

Den Winkel $180 - \alpha'$ wollen wir α'' nennen.

$$\alpha' = \beta' - \psi'$$

β' ist in unserem Falle $= \beta + 180^\circ$.

$$\alpha' = \beta + 180^\circ - \psi'$$

$$180 - \alpha' = 180 - \beta - 180 + \psi' = \psi' - \beta$$

$$\alpha'' = \psi' - \beta$$

Ferner ist nach einer trigonometrischen Formel

$$\cos \alpha + \cos \alpha'' = 2 \cos \frac{\alpha + \alpha''}{2} \cos \frac{\alpha - \alpha''}{2}$$

$$\alpha = \beta - \psi$$

$$\alpha'' = \psi' - \beta$$

$$\alpha + \alpha'' = \psi' - \psi$$

$$\frac{\alpha + \alpha''}{2} = \frac{\psi' - \psi}{2}$$

$$\alpha - \alpha'' = 2\beta - \psi - \psi'$$

$$\frac{\alpha - \alpha''}{2} = \beta - \frac{\psi + \psi'}{2}$$

$$N = \frac{q_4^2}{\nu_4} \cdot 4 \cos^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \cos^2 \left(\beta - \frac{\psi + \psi'}{2} \right) = \frac{80^2}{2} \cdot 4 \cdot \cos^2 1^\circ 35' \cdot \cos^2 83^\circ 44' = 2 \cdot 80^2 \cos^2 1^\circ 35' \cos^2 83^\circ 44' = 152 \cdot 40$$

$$\Sigma \frac{q^2}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 = 128 \cdot 41 + 152 \cdot 40 = 280 \cdot 81$$

$$m_{R - R'} = \sqrt{\Sigma \frac{q^2}{\nu} (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'} (R - R')^2} = \sqrt{280 \cdot 81 - 2 \cdot 69} = 16 \cdot 68$$

$$R_4 - R_5 = 17 \cdot 6 \pm 16 \cdot 7.$$

Daraus ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß in Wirklichkeit R_5 größer ist, zu ungefähr 15%.

b) Wenden wir auch Fallwinkelklassen an, so nimmt die Rechnung folgenden Verlauf:

$$\Sigma p \tau^2 (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 = 4 \sin^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \Sigma^{K_5 - K_{11}} p \tau^2 \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2} +$$

$$4 \cos^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \Sigma p_4 \tau_4^2 \cos^2 \left(\beta_4 - \frac{\psi + \psi'}{2} \right) = 4 \sin^2 1^\circ 35' \cdot 49242 + 4 \cos^2 1^\circ 35' \cdot 2738 \cos^2 83^\circ 44' = 150 \cdot 38 + 130 \cdot 39 = 280 \cdot 77$$

$$m_{R - R'} = \sqrt{280 \cdot 77 - 2 \cdot 69} + 16 \cdot 84$$

$$R_4 - R_5 = 17 \cdot 6 \pm 16 \cdot 8.$$

also fast genau dasselbe, wie nach der anderen Formel.

Die geringe Sicherheit der Bestimmung der Diagramm-Hauptachse in unserem Beispiel wird uns nicht wundern, wenn wir Fig. 46 betrachten und bemerken, daß der Längenunterschied von R_4 und R_5 mit freiem Auge kaum zu erkennen ist.

Die vollständige Übereinstimmung der Ergebnisse der beiden Methoden in diesem Falle ist offenbar nur eine zufällige. Aus dem Gang der Rechnung war ja zu ersehen, daß die Teilresultate sehr verschieden sind. Im allgemeinen werden wir erwarten, daß der unter Berücksichtigung der Fallwinkelklassen gefundene mittlere Fehler größer als der andere sein wird, weil die Summe der Quadrate von n -Zahlen begrifflicher Weise immer größer sein muß als n -mal das Quadrat ihres Mittels. Wenn diese Regel nicht in allen Klassen der Tabelle 43 zum Ausdruck kommt, so liegt dies offenbar an der unregelmäßigen Verteilung der Varianten innerhalb der Fallwinkelklassen. Was im besonderen die Richtungsklasse 4 betrifft, so lehrt ein Blick auf Tabelle 42, daß sie nur aus einer Fallwinkelklasse besteht. Vergleicht man weiter Tabelle 24 und Tabelle 13, so findet man, daß diese Klasse zwei Varianten enthält, die beide merklich größer als das theoretische Klassenmittel sind.

Es ist klar, daß dadurch $\frac{q^2}{\nu}$ größer als $p \tau^2$ werden muß. Denn $\frac{80^2}{2} > 2 \cdot 37^2$. Trotz solcher Zufälligkeiten wird im allgemeinen der mit Berücksichtigung der Fallwinkelklassen gefundene Wert der verlässlichere sein. Da seine Bestimmung bei passender Anlage der Rechnung nicht viel umständlicher als die des anderen ist, wird man sich meist an ihn zu halten haben.

Es wird später Gelegenheit sein, die Berechnung der mittleren Fehler der charakteristischen Werte des Diagrammes noch an einigen anderen Beispielen durchzuführen. Sie dürften genügen, um von der Größenordnung dieser Fehler eine Vorstellung zu geben. Wenn es sich um die Auswertung einer Feldaufnahme für rein geologische Zwecke handelt, wird es wohl nur ausnahmsweise notwendig sein, auf die Genauigkeit der gefundenen Werte einzugehen.

γ) Der mathematische Ausdruck für das Auftreten von Nebenfaltungsrichtungen.

Die bisher entwickelten charakteristischen Zahlenwerte eines Diagrammes, ψ und R , genügen offenbar nicht, um ein Gebiet in Bezug auf den Faltungszustand zu charakterisieren. Denn diese Zahlen können für ganz verschiedene Diagramme vollkommen gleich sein, beispielsweise für ein solches, in dem überhaupt nur eine Faltungsrichtung auftritt oder wenige, nahe beisammen liegende, und ein solches, wo senkrecht auf die Hauptfaltung eine sehr bedeutende Querfaltung dargestellt ist. Wie überall in der Kollektivmaßlehre ist es deshalb notwendig, auch dafür einen zahlenmäßigen Ausdruck zu finden, wie stark die einzelnen Varianten von dem gefundenen Mittelwert, oder in unserem Falle von der Hauptrichtung, abweichen. Im Grund genommen wurden solche Maße für die Variabilität der Faltungsrichtung schon vorgeführt. So war auf S. 165 von der durchschnittlichen Abweichung der Fallzeichen von der Richtung R die Rede. Wir fanden dort die Formel

$$\delta_{\psi} = \frac{1}{n'} \sum \varphi \sin \alpha.$$

Für den Westhang des Finocchio wäre nach der Tabelle 41

$$\delta_{\psi} = 1814 \cdot 0 \quad 115 = 15 \cdot 77.$$

Man könnte auch die durchschnittliche Abweichung von der durch ψ gegebenen Richtung in Graden berechnen. Nach dem auf S. 165 Gesagten hätte man dafür den Ausdruck

$$d_{\psi} = \text{arc sin} \left(\frac{\sum \varphi \sin \alpha}{\sum \varphi} \right) = \text{arc sin} (1814 \cdot 0 : 3701) = 29^{\circ} 21'.$$

Eine andere Möglichkeit wäre die, die Streuung der Faltungsrichtungen als Maß für das Auftreten von Querstörungen anzuwenden, was den Vorteil eines engen Anschlusses an das sonst in der Kollektivmaßlehre

am meisten übliche Verfahren hätte. Die Daten für diese Methode finden sich auf S. 166 bis 167. Wir erhielten dort als die genaueste Formel

$$\sigma_{\psi} = \sqrt{\frac{1}{n'} \sum p \tau^2 \sin^2 \alpha}$$

Aus der Tabelle 42 ergab sich

$$\sum p \tau^2 \sin^2 \alpha = 51780$$

$$\sigma_{\psi} = \sqrt{51780 / 115} = 21.22$$

Will man auch die Streuung als Winkel ausdrücken, so hat man die Formel

$$\sin s_{\psi} = \sqrt{\frac{1}{n'} \sum p \tau^2 \sin^2 \alpha} \quad \frac{1}{n'} \sum \varphi = \sqrt{\frac{1}{n'} \sum p \tau^2 \sin^2 \alpha} \quad \sum \varphi = \sqrt{115 \cdot 51780} : 3675.13)$$

$$s_{\psi} = 41^{\circ} 36'$$

Die Ausrechnung der letzteren Formeln ist, wenn man die zugehörige Tabelle erst anlegen muß, für die praktische Anwendung in Aufnahmsarbeiten wohl schon etwas umständlich. Außerdem haben aber alle bisher vorgeführten Maße der Variabilität der Faltungsrichtung einen gemeinsamen Nachteil, der bei δ_{ψ} allerdings noch größer als bei σ_{ψ} ist, bei dem er durch das Quadrieren abgeschwächt wird. Sie betonen nämlich zu stark den Einfluß der großen, der Richtung R nahe liegenden Komponenten des Diagrammes. Man denke sich etwa den Fall, daß nur eine einzige Faltungsrichtung vorhanden sei. Fällt diese zufällig auf das Mittel einer Richtungsklasse, etwa auf die Richtung NO , so werden bei der Beobachtung im Feld alle Fallzeichen dieser Richtung zugewiesen werden. Es wird $\psi = 45^{\circ}$, alle $\alpha = 0$ und $d_{\psi} = 0$. Es könnte aber geradeso gut sein, daß die Faltungsrichtung zwischen zwei Klassen zu liegen käme. Sie wäre etwa NO bei NNO . Da eine Ablesung der dritten Nebengenden bei der Feldbeobachtung nicht erfolgt ist, würden die Fallwinkel wahrscheinlich nach zufälligen Umständen teils der NO - teils der NNO -Richtung zugeteilt werden. Nehmen wir an, wir hätten zwei gleich lange Diagrammstrahlen in diesen beiden Richtungen bekommen. Ihr α wäre dann $\pm 11^{\circ} 15'$. ψ wäre $= 56^{\circ} 15'$, was der tatsächlichen Richtung der vorhandenen Faltung entspricht. Für die durchschnittliche Abweichung bekämen wir aber den Wert

$$\delta_{\psi} = \frac{2 q \sin 11^{\circ} 15'}{n}$$

obwohl in Wirklichkeit gar keine Nebenfaltungsrichtungen vorhanden sind. Wegen des Vergleiches mit den unten folgenden Angaben berechnen wir noch

$$\sum \varphi \sin \alpha \quad \sum \varphi = 2 q \sin 11^{\circ} 15' \quad 2 q = \sin 11^{\circ} 15' = 0.1951.$$

Man könnte nun aber den Grad des Auftretens solcher Faltungsrichtungen, die von R abweichen, auch noch in etwas anderer Weise ausdrücken. Wäre nur eine einzige Faltungsrichtung ohne alle seitlichen Abweichungen vorhanden, so wäre natürlich

$$R = \sum \varphi (= \sum q) \quad R \sum \varphi = 1.$$

Wenn nicht alle Fallzeichen dieselbe Richtung haben, muß R stets kleiner als $\sum \varphi$ sein. Man könnte deshalb den Wert $R / \sum \varphi$ als Maß der Variabilität der Faltungsrichtung benutzen. Dies hätte vor allem den einen Vorteil, daß dazu keine neue Summenbildung notwendig ist, weil wir sowohl den Nenner als den Zähler dieses Ausdruckes schon von der Berechnung der Diagrammachse her kennen. Betrachten wir ferner noch

¹³⁾ Vgl. S. 169.

einmal den vorhin erwähnten Fall des Auftretens nur einer Faltungsrichtung. Fällt diese auf das Mittel einer Richtungsklasse, so wird — wie schon gesagt — $R = \Sigma \varphi$ genau den Wert 1 annehmen. Liegt die Faltungsrichtung zwischen zwei Richtungsklassen, so wird natürlich auch unser neues Maß nicht ganz den Wert wie in jenem Falle erreichen. Der Unterschied ist aber viel kleiner als bei δ_{ψ} . Unter der Annahme zweier gleich langer, benachbarter Strahlen wird nämlich

$$R = \Sigma q \cos \alpha = 2 q \cos 11^{\circ} 15'$$

$$R = \Sigma \varphi = 2 q \cos 11^{\circ} 15' \quad 2 q = \cos 11^{\circ} 15' = 0.9808. \text{ Der Unterschied}$$

gegenüber dem theoretisch richtigen Wert beträgt hier nur 0.0192, gegen 0.1951 bei dem Variabilitätsmaß $\frac{\Sigma \varphi \sin \alpha}{\Sigma \varphi}$, ist also nur $\frac{1}{10}$ so groß und — da eine absolute Einheitlichkeit der Faltungsrichtung ja in der Natur nicht vorkommt — praktisch wohl zu vernachlässigen¹⁴⁾. Natürlich ist diese Verschiedenheit nur eine Folge der verschiedenen Änderungsgeschwindigkeit des Sinus und Cosinus kleiner Winkel, von der auf S. 118 ausführlicher die Rede war.

Aus den angeführten Gründen schien es mir am praktischsten, den zahlenmäßigen Ausdruck für das Vorkommen von Nebenfaltungsrichtungen auf den Vergleich von R mit $\Sigma \varphi$ zu gründen. Wenn in einem Gebiet mehrere Faltungsrichtungen einander durchdringen, spricht man in der Tektonik von Interferenz der Faltung. Ich bezeichne deshalb das Auftreten von Nebenrichtungen im Diagramme als Interferenz und die Zahl, die den Grad dieser Interferenz wiedergibt, als Interferenzfaktor i . Damit diese Zahl sogleich ein möglichst anschauliches Bild von dem Grad der Interferenz gibt, schien es mir zweckmäßig, sie nicht einfach nach der Formel $R = \Sigma \varphi$ zu bestimmen, sondern den Ausdruck etwas umzuformen. Zunächst ist es wünschenswert, daß i mit zunehmender Interferenz steigt. Dies wird erreicht, wenn man ihm den Quotienten $(\Sigma \varphi) : R$ zugrunde legt. Weiter ist zu fragen, innerhalb welcher Grenzen dieser Quotient, den ich weiterhin als i' bezeichnen werde, schwanken kann. Ist die Interferenz = 0, d. h. ist nur eine Faltungsrichtung vorhanden, so ist $R = \Sigma \varphi$ und $(\Sigma \varphi) : R = 1$. Der höchste Grad der Interferenz wäre der, wenn alle 16 Richtungsklassen der Faltung ganz gleich stark entwickelt wären. Wir hätten dann also $q_1 = q_2 = q_3$ usw. und $R_1 = R_2 = R_3$ usw. Denkt man sich das Kräftepolygon konstruiert, so erscheint R darin als Durchmesser des einem regelmäßigen 16-Eck umgeschriebenen Kreises mit der Seite q (vgl. Fig. 44). Die Länge von R ergibt sich aus der Formel

$$\frac{1}{2} R = \frac{q}{2} \sin \frac{360}{32}$$

$$R = q \sin 11^{\circ} 15'$$

Ferner ist $\Sigma \varphi = 8 q$.

$$\Sigma \varphi : R = 8 q \frac{q}{\sin 11^{\circ} 15'} = 8 \cdot \sin 11^{\circ} 15' = 1.56075^{15}).$$

Wir sehen also, daß $\Sigma \varphi : R$, so lange die Zahl der Richtungsklassen 16 bleibt, nur zwischen den Grenzen 1 und 1.56075 liegen kann. Nun erscheint es aber störend, wenn i bei vollständig fehlender Interferenz nicht 0, sondern 1 ist. Ich werde deshalb als Maß der Interferenz die Differenz $\frac{\Sigma \varphi}{R} - 1$ verwenden. Um die Über-

¹⁴⁾ Selbstverständlich ist vorausgesetzt, daß man diese Ausdrücke nicht wieder in Winkel umrechnet, sonst bekommt man in beiden Fällen genau dasselbe, nämlich $11^{\circ} 15'$

¹⁵⁾ Man könnte vielleicht vorübergehend im Zweifel sein, ob der Quotient $\Sigma \varphi : R$ nicht noch größer würde, wenn nur zwei auf einander senkrechte, gleich starke Faltungsrichtungen vorhanden wären. Eine einfache Rechnung ergibt aber, daß $\Sigma \varphi : R$ dann nur $\sqrt{2} = 1.41421$

sichtlichkeit noch zu erhöhen, wird dieser Wert in Prozente der größten möglichen Interferenz umgerechnet werden, so daß also i bei ganz fehlender Interferenz 0 und bei gleicher Entwicklung aller Faltungsrichtungen 100 wird. Dies ist erreicht bei der Definitionsformel

$$i = \left(\frac{\sum \varphi}{R} - 1 \right) \frac{100}{1.56075 - 1} = 178.33 \frac{\sum \varphi - R}{R}$$

Da i ja wohl meistens mittels Logarithmen ausgerechnet werden wird, ist es gut, hier gleich vorzumerken, daß

$$\log 178.33 = 2.25123.$$

Für den Westhang des Finocchio ergibt sich

$$i = 178.33 \cdot \frac{3701 - .2870.9}{2870.9} = 51.565.$$

Der Wert von i und das ganze Diagramm überhaupt sagen natürlich nichts darüber aus, ob die verschiedenen Faltungsrichtungen getrennte Hauptteile des untersuchten Gebietes einnehmen oder einander innig durchdringen. Auch läßt sich nicht ohne weiteres erkennen, ob nur eine einzige faltende Kraft wirkte und die Abweichungen von der Diagrammachse rein zufällige, durch örtliche Unregelmäßigkeiten in der Festigkeit der Erdrinde bedingte sind, oder ob mehrere selbständige tangentielle Kräfte tätig waren. Dies wird allerdings dann wahrscheinlich, wenn das Diagramm gut abgegliederte Nebenspitzen hat und besonders, wenn diese stark unsymmetrisch in Bezug auf die Hauptspitze angeordnet sind.

Jetzt bleibt uns noch die Frage zu erörtern, ob sich auch für die Genauigkeit, mit der i ermittelt ist, ein Maß finden läßt. Auch diese Aufgabe der Berechnung des mittleren Fehlers von i , m_i , vermag ich nur annähernd zu lösen. Ich muß nämlich annehmen, daß das mittlere Einfallen in allen Richtungsklassen gleich ist. Wir haben schon oben gesehen, daß diese Annahme für den Westhang des Finocchio nicht ganz zutrifft (vgl. S. 128). Weiter unten wird auf die Korrelation zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen noch näher einzugehen sein. Wir werden dort finden, daß in manchen Fällen das mittlere Einfallen sich mit der Richtung sehr stark ändert. Auf solche Diagramme läßt sich die hier zu entwickelnde Formel nur mit starkem Vorbehalt oder gar nicht anwenden. Ich bezeichne das mittlere Einfallen einer Richtungsklasse mit m , so daß also gilt

$$m = q \nu \text{ und } q = \nu m.$$

Als Ausgangspunkt der Erörterung wählen wir nicht den Quotienten $(\sum \varphi) R = i'$, sondern dessen reziproken Wert $R \sum \varphi = R \sum q$. Diesen Wert bezeichne ich mit ι . Es gilt also

$$\iota = R \sum q = (q_1 \cos \alpha_1 + q_2 \cos \alpha_2 + q_3 \cos \alpha_3 + \dots) (q_1 + q_2 + q_3 + \dots).$$

Falls die Voraussetzung zutrifft, daß das mittlere Einfallen nach allen Richtungen gleich ist, können wir diesen Bruch durch m kürzen. Wir erhalten

$$\iota = (\nu_1 \cos \alpha_1 + \nu_2 \cos \alpha_2 + \dots) (\nu_1 + \nu_2 + \nu_3 + \dots) = (\sum \nu \cos \alpha) n'.$$

Dieser Ausdruck läßt sich als ein Mittelwert auffassen. In der Tat gibt er als solcher auch einen ganz verständlichen Sinn. Er sagt nämlich: Die relative Gesamtverkürzung, die die Summe aller φ bei der Projektion in die Richtung R erfahren hat und die durch die Zahl $R : \sum q$ ausgedrückt ist, ist gleich dem Mittel aus den relativen Verkürzungen aller einzelnen φ . Diese Verkürzungen sind ja jeweils gleich $\cos \alpha$, u. zw. kommt die Verkürzung $\cos \alpha_1$ in dem Mittel ν_1 -mal vor, die Verkürzung $\cos \alpha_2$ ν_2 -mal usw. Die Varianten sind also in diesem Fall die Verkürzungen der einzelnen φ , d. h. die $\cos \alpha$. Klarerweise gilt die obige Gleichsetzung nur dann, wenn man die φ der verschiedenen Richtungsklassen als im Durchschnitt gleich annehmen darf. Sonst müßte man ja der Verkürzung

der größeren φ einen größeren Einfluß auf das Mittel zuerkennen. Im allgemeinen ist der Wert $(\sum \nu \cos \alpha) : n'$ nicht ganz gleich mit $R : \Sigma q$. Bezeichnen wir diesen zweiten Quotienten mit ι' , so wird also gelten

$$\iota' = \iota \cdot k.$$

wo k irgend ein Koeffizient ist. Es ist sehr gut, auf diesem Stadium der Untersuchung eines konkreten Beispiels sowohl ι als ι' zu berechnen, weil die Größe des Koeffizienten k einen Anhaltspunkt über die Berechtigung der verwendeten Formel und die Aussicht der weiteren Rechnung gewährt. Außerdem ermöglicht die Berechnung von k eine, wenn auch sehr rohe Verbesserung des Schlüßergebnisses der Rechnung. Im allgemeinen wird man nämlich sagen können, daß bei gleicher Variabilität zu dem größeren Mittelwert auch der größere mittlere Fehler gehört. Wenn wir daher den mittleren Fehler von ι mit k multiplizieren, können wir hoffen, ihn dadurch dem eigentlich gesuchten Fehler von ι' ähnlicher zu machen. Doch wir suchen ja letzten Endes nicht den mittleren Fehler von $R : \Sigma \varphi$, sondern den von i , resp. zunächst den von $(\Sigma \varphi) : R = i'$. i' ist der reziproke Wert von ι' . Die Formel für den mittleren Fehler des reziproken Wertes eines Mittels läßt sich aus der allgemeinen Formel für den mittleren Fehler eines Quotienten leicht ableiten. Haben wir zwei Mittel M_1 und M_2 mit den mittleren Fehlern m_1 und m_2 , so ist der mittlere Fehler des Quotienten gegeben durch die Formel

$$m_{\text{Quot.}} = \pm \sqrt{(M_1 m_2)^2 + (M_2 m_1)^2} \cdot M_2^{-2} \cdot 16)$$

In unserem Fall haben wir es mit dem Quotienten $\frac{1}{\iota'}$ zu tun. Es ist daher

$$\begin{aligned} M_1 &= 1 & m_1 &= 0 \\ M_2 &= \iota' & m_2 &= \text{mittlerer Fehler von } \iota' = \mu' \iota. \\ m_{i'} &= \pm \sqrt{(1 \cdot \mu' \iota)^2 + (\iota' \cdot 0)^2} & \iota'^2 &= \pm \mu' \iota \cdot \iota'^2. \end{aligned}$$

Endlich ist

$$i = (i' - 1) \cdot 178 \cdot 33.$$

Wenn man von einem Mittel eine fehlerfreie Zahl abzieht, bleibt der mittlere Fehler ungeändert. Und wenn man ein Mittel mit einem nicht variablen Koeffizienten multipliziert, wird auch der mittlere Fehler mit derselben Zahl multipliziert. Es ist daher

$$m_i = 178 \cdot 33 \cdot m_{i'}.$$

Wir fassen zusammen:

$$\begin{aligned} \iota &= \frac{1}{n'} \sum \nu \cos \alpha & \iota' &= R : \Sigma q \\ \sigma_\iota &= \sqrt{\frac{1}{n'} \sum \nu \cos^2 \alpha - \iota^2} & \mu_\iota &= \frac{\sigma_\iota}{\sqrt{n'}} \\ \mu_{\iota'} &\text{ ist annähernd gleich } \mu_\iota & k &= \mu_\iota \cdot \iota' \\ m_{i'} &= \frac{\mu_{\iota'}}{\iota'^2} = \frac{\mu_\iota}{\iota \cdot \iota'} = \frac{\sigma_\iota}{\iota \cdot \iota' \cdot \sqrt{n'}} \\ m_i &= 178 \cdot 33 \cdot m_{i'} = 178 \cdot 33 \cdot \frac{\sigma_\iota}{\iota \cdot \iota' \cdot \sqrt{n'}}. \end{aligned}$$

Die Anwendung dieser Formel auf unser Beispiel gestaltet sich folgendermaßen:

¹⁶⁾ Vgl. Johannsen, p. 692.

Tabelle 44.

Nr.	Richtung	ν	α	$\nu \cos \alpha$	$\nu \cos^2 \alpha$
4	NNO	2	82° 8'	0.274	0.037
5	N	12	59° 38'	6.066	3.067
6	NNW	10	37° 8'	7.972	6.356
	NW	23	14° 38'	22.254	21.532
8	WNW	29	7° 52'	28.727	28.457
9	W	22	30° 22'	18.981	16.377
10	WSW	6	52° 52'	3.622	2.186
11	SW	11	75° 22'	2.779	0.702
				90.675	78.714

$$l = 90.675 : 115 \quad l^2 = 0.62167$$

$$l' = 2870.9 : 3701 \quad k = \frac{l}{l'} = 0.9838$$

$$\frac{1}{n} \sum \nu \cos^2 \alpha = 78.714 : 115 = 0.68447$$

$$\sigma_l = \sqrt{0.68447 - 0.62167} = \sqrt{0.06280}$$

$$\sqrt{n'} = \sqrt{115}$$

$$m_i = 178.33 \cdot \sigma_l \cdot (\sqrt{l} \cdot l') \sqrt{115} = 6.814$$

$$i = 51.565 \pm 6.814.$$

Da k in diesem Beispiel von 1 nur wenig verschieden ist, ist gegen die Anwendung der abgeleiteten Formeln von diesem Standpunkt aus nichts einzuwenden.

d) Ausgestaltung der Diagrammzeichnung.

Für die praktische Anwendung der statistischen Darstellungsweise in der Aufnahmsgeologie ist vielleicht der wichtigste Punkt die zweckmäßige Ausgestaltung der Diagrammzeichnung. Der Maßstab der Originalzeichnungen zu Fig. 46 und 47 war einfach so gewählt, daß je 10° der Winkelsummen q gleich 1 mm gesetzt wurden. Die absolute Größe des Diagrammes ist in diesem Fall natürlich ohne sachliche Bedeutung, da sie ja hauptsächlich von der zufälligen Zahl der ausgeführten Beobachtungen abhängt. Es lag nahe, an eine Vereinheitlichung des Maßstabes zu denken. Zunächst wurde in jedes Diagramm — ganz ähnlich wie in die Halbdigramme Fig. 29 und 31 — ein Kreis eingezeichnet, dessen Radius gleich $(\sum q) : 8$, also gleich dem Mittel aller q , ist. Dieser Kreis, den ich als den Mittelkreis bezeichne, schneidet demnach auf jeder der 16 Richtungen eine Strecke ab, die gleich ist dem Mittel aus den einzelnen Diagrammstrahlen q . Denken wir uns die 16 gleichen Strecken zu einem Diagramm verbunden, so würde uns dieses eine Gegend darstellen, für die $\sum q$ dieselbe wäre wie in dem untersuchten Gebiet, in der aber alle Faltungsrichtungen gleich stark entwickelt wären. Die Teile des empirischen Diagrammes, die über den Mittelkreis vorspringen, bezeichnen uns bevorzugte, die, die innerhalb seines Umfanges bleiben, benachteiligte Richtungen der Faltung. Der Mittelkreis scheidet gleichsam die Berge des Diagrammumfanges von den Tälern. Ich dachte eine Zeitlang daran, diese Mittelkreise in allen Diagrammen gleich groß zu machen, um die Formen leichter vergleichen zu können. In manchen Fällen mag dies auch zweckmäßig sein. Meist ist aber eine Anordnung noch vorteilhafter, bei der nicht nur die Gestalt der Diagrammzeichnung, sondern auch ihre absolute Größe eine tektonische Bedeutung erhält. Dies wird einfach dadurch erreicht, daß ich den Wert des Radius des Mittelkreises in Millimetern gleich mache dem Wert des mittleren Einfallens in Graden, $(\sum q) : n$. Zur Erleichterung des Vergleiches zeichne ich in das Diagramm

einen zweiten Kreis, den sogenannten Grundkreis ein, der stets einen Radius von 45 mm hat. Er stellt mir ein allseitig gleiches mittleres Einfallen von 45° Neigung dar. Wäre ($\Sigma \varphi$): n in dem untersuchten Gebiet gleich 45°, so fielen Grundkreis und Mittelkreis zusammen. Das Größenverhältnis der beiden Kreise gibt also ein Bild von der Intensität der Faltung der Region. Die Länge der 16 Radien des Diagrammes in dem neuen Maßstab muß berechnet werden, was jedoch mittels eines Rechenschiebers sehr rasch geschehen ist. Die Art der Rechnung soll gleich an unserem Beispiel vom Finocchio vorgeführt werden. Vergleiche Tabelle 38. q' = Länge der Diagrammstrahlen in der Zeichnung. Die Formel für ihre Berechnung gewinnt man folgendermaßen. Wäre die Zeichnung im Maßstab 1° = 1 mm ausgeführt, so wäre die Länge jedes Diagrammradius q mm, der Halbmesser des Mittelkreises wäre $\frac{2 \Sigma \varphi}{16} \text{ mm} = \frac{\Sigma q}{8} \text{ mm}$ (weil ja bei der Herstellung des Diagrammes aus der Urliste jeder Winkel zweimal aufgetragen wird). Nun soll aber der Radius des Mittelkreises in der Zeichnung die Größe (Σq): n erhalten. q' bestimmt sich dann nach der Proportion

$$q' : q = \frac{\Sigma q}{n} : \frac{\Sigma q}{8}$$

$$q' = \frac{8 q}{n} \left(\text{in unserem Fall } \frac{8}{120} q = 0.0667 q \right).$$

Man führt die Rechnung so aus, daß man zuerst den Wert 8 : n sucht, die Zunge des Rechenschiebers in dieser Stellung stehen läßt und durch bloßes Verschieben des Läufers die den einzelnen Größen q entsprechenden Zahlen q' abliest. Zum Schluß bildet man $\Sigma q'$ und berechnet $\frac{8}{n} \Sigma q$. Diese beiden Zahlen müssen gleich sein, woran man eine Probe auf die Richtigkeit der acht Multiplikationen hat. Selbstverständlich genügt es, die q' auf 0.1 mm zu bestimmen. Man achte darauf, daß hier — im Gegensatz zu den letzten Kapiteln — wieder n und nicht n' in die Rechnung einzusetzen ist, weil die Anzahl der horizontalen Fallzeichen für die Gefaltetheit wesentlich ist. Vielleicht ist es überflüssig, daran zu erinnern, daß die q' auch graphisch sehr bequem ermittelt werden können. Man trägt auf den einen Schenkel eines Winkels in einem passenden Maßstab Σq , eingeteilt in die einzelnen q , auf, auf den anderen $\frac{8}{n} \Sigma q$ in mm und teilt diese Strecke mittels einer Schar von Parallelen proportional der andern.

Über den Grad der Interferenz gibt schon die Gesamtform des Diagrammes eine ziemlich gute Vorstellung. Um diese noch etwas deutlicher zu gestalten, verwende ich einen dritten Kreis, den Interferenzkreis. Er hat den Radius $R : n$. Selbstverständlich ist er stets kleiner oder höchstens gleich dem Mittelkreis. Dagegen können sowohl Mittelkreis als Interferenzkreis größer als der Grundkreis sein. Der relative Abstand zwischen Mittelkreis und Interferenzkreis im Vergleich zum Durchmesser des ersteren bildet den Grad der Interferenz ab. In unserem Beispiel ist

$$\Sigma \varphi : n = 3701 : 120 = 30.84$$

$$R : n = 2870.9 : 120 = 23.92$$

Die praktische Ausführung der Zeichnung geschieht nach folgendem Schema (vgl. Fig. 48):

A. Das in allen Diagrammen gleiche Gerüst wird durch dünne Striche wiedergegeben. Es umfaßt:

1. Ein Achsenkreuz zur Festlegung der vier Hauptweltgegenden. Die N-S-Richtung wird durch einen Pfeil bezeichnet, die O-W-Richtung bleibt ohne Pfeil. Eine Unterscheidung zwischen N und S ist wegen der zentrischen Symmetrie des Diagrammes nicht notwendig.

2. Den Grundkreis von 45 mm Radius.

B. Das eigentliche Diagramm wird stark ausgezogen. Es umfaßt folgende Teile:

1. Den Umriß des Diagrammes, das heißt die Verbindungslinie der Enden der 16 Strahlen. Die 16 Radien selbst werden nur als Hilfslinien mit Bleistift gezeichnet, aber nicht ausgezogen. Falls irgend welche Richtungen gar nicht vertreten sind, zerfällt das Diagramm in zwei getrennte, kongruente Polygone, die nur im Diagrammmittelpunkt mit einer Spitze zusammenstoßen (vgl. Fig. 48 b).

2. Die Hauptachse. Sie wird durch einen starken Strich mit Pfeilspitzen an den Enden bezeichnet. Die Länge des Striches ist beliebig, doch sollte er immer sowohl über den Diagrammumriß als über den Grundkreis vorragen.

3. Den Mittelkreis.

4. Den Interferenzkreis.

Diese beiden werden gleich stark ausgezogen. Eine Verwechslung ist nicht möglich, da der Mittelkreis stets der größere ist.

Das so ausgeführte Diagramm bedarf gar keiner Bezeichnung mit Buchstaben.

e) Einige weitere Beispiele.

Mit den in den Abschnitten α bis γ entwickelten Zahlenwerten dürfte der Faltungszustand eines Gebietes wohl genügend zu charakterisieren sein. Gewiß wäre es möglich, noch weitere solche Zahlen abzuleiten, wie besonders einen Ausdruck, der die Asymmetrie des Diagrammes in Bezug auf die Hauptachse darstellte und der Schiefheitsziffer bei gewöhnlichen Varianten analog wäre. Ehe die theoretisch mathematische Bearbeitung unseres Gegenstandes aber nicht vervollkommen ist, scheint es unzweckmäßig, in dieser Richtung weiterzuschreiten.

Bevor wir zur Anwendung der entwickelten Methoden auf das ganze untersuchte Gebiet der nördlichen Lessinischen Alpen übergehen, sollen zunächst die charakteristischen Werte einiger ausgesuchter, einheitlich gebauter Geländeabschnitte mit mehr Detail und unter Berücksichtigung der Genauigkeit ihrer Bestimmung vorgeführt werden. Vor allem seien die von uns zur ziffernmäßigen Charakterisierung des Faltungszustandes eines Gebietes benützten Ausdrücke zusammengestellt. Die in der Liste mit einem Stern (*) bezeichneten sind unbedingt notwendig, doch kann die Berechnung des mittleren Fehlers in der Regel wegfallen.

* 1. Das mittlere Einfallen ($\Sigma \varphi$) n mit seinem mittleren Fehler m .

2. Die Streuung der Fallwinkel σ samt ihrem mittleren Fehler m_σ .

* 3. Die Richtung der Diagrammachse ψ mit ihrem mittleren Fehler m_ψ .

4. Die Wahrscheinlichkeit der richtigen Ermittlung der Diagrammachse w_R .

5. Die Größe R n samt ihrem Fehler. Sie kann als ungefähres Maß für die Stärke der Faltung in der Hauptfaltungsrichtung benützt werden, worüber in einem späteren Kapitel (I 3) näher zu handeln sein wird.

6. Falls in dem ganzen Gebirge, zu dem die untersuchte Berggruppe gehört, eine Hauptfaltungsrichtung zu erkennen ist, kann es von Interesse sein, die Stärke der Störung der einzelnen Geländeabschnitte in dieser Richtung zu vergleichen. In den Lessinischen Alpen ist diese Hauptfaltungsrichtung zweifellos die N-S-Richtung. Das Maß für die Stärke der Faltung in dieser Richtung ergibt sich von selbst nebenbei aus der Berechnung von R . Sie ist nämlich gleich

$$Y_1 \quad n = (\Sigma q \sin \beta): n.$$

Diese Summe kann aus Tabelle 39 direkt entnommen werden. Natürlich könnte man für diese Zahl geradeso wie für $R : n$ einen mittleren Fehler bestimmen. Es dürfte dies jedoch nur selten erforderlich sein. Sollte sich die Notwendigkeit ergeben, den Grad der Schichtaufrichtung in einem bestimmten Sinne genauer zu untersuchen, dann müßte allerdings eine gedrehte Fallwinkelkurve aufgestellt werden. (Vgl. das Kapitel I 2b).

* 7. Der Interferenzfaktor i samt seinem mittleren Fehler m_i .

Ferner wird es gut sein, noch anzuführen:

* 8. Die Hauptfaltungsrichtung H , d. h. die Richtung des längsten q . Ihre Angabe erfolgt am besten nur nach der Weltgegend.

* 9. Die Nebenfaltungsrichtungen, d. h. die Richtungen aller derjenigen q , die über den Mittelkreis vorragen. Sie werden nach abnehmender Größe mit N_1, N_2 usw. bezeichnet.

Da die Darstellung der Art, wie diese Werte berechnet werden, im vorhergehenden über einen ziemlich großen Raum verteilt, durch viele Ableitungen unterbrochen und in manchen Einzelheiten nicht ganz vollständig ist, wird es nützlich sein, hier an einem zweiten Beispiel die ganze Rechnung im Zusammenhang vorzuführen. Ich wähle dazu die Sieben Gemeinden-Flexur zwischen dem Passo della Vena und der Val di Rolfe auf der Südseite des M. Lisser, also in einer etwas größeren Erstreckung als bei der Ableitung des allgemeinen Schichtabfalles. Die Ausgangstabelle für die Rechnung ist die nebenstehende Nr. 45.

Tabelle 46.
Aufstellung des Diagrammes.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
q	0	135	340	965	2945	846	780	115
ν	0	3	7	12	55	17	22	4
q'	0	9.0	22.6	64.3	196.1	56.4	51.9	7.7
				N_1	H	N_2	N_3	

Probe: $\Sigma q' = 408.0$. $\Sigma \varphi \frac{8}{n} = 0.0666 \cdot 6126 = 408$.

Tabelle 47.
Berechnung der durchschnittlichen Lage des Klassenmittels für Klassen mit den Grenzen 0.5, 10.5, 20.5 etc.

Letzte Stelle	Mittlerer Abstand von der unteren Klassengrenze	Anzahl
0	9.5	70
> 0	4.5	50

Abstand des Klassenmittels von der unteren Klassengrenze = $(70 \cdot 9.5 + 50 \cdot 4.5) : 120 = 7.42$
 $\tau = 7.92, 17.92, 27.92$ usw.

(Man vergesse nicht, daß die unterste Klassengrenze auf 0.5, nicht auf 0 liegt.)

Tabelle 45.

Die Fallzeichen der Sieben Gemeindeflexur vom Passo della Vena bis zur Val di Rolfe am Südhang des M. Lisser.

O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
	65			30	20	10			45	155	65	90	145	45	30
	25			5	36	10			45	30	90	30	150	70	35
	90			15	56	10			45	20	105	7	20	40	32
$\nu = 2$				50		$\nu = 1$			$\nu = 1$	15	130	90	30	30	18
				$\nu = 3$	$\nu = 2$					50	160	125	55	10	115
										50	160	135	15	20	
										20	10	80	50	45	$\nu = 4$
										340	35	125	30	20	
										$\nu = 7$	15	135	5	20	
											30	110	30	20	
											50	50	55	30	
											115	20	70	30	
											965	90	75	30	
											$\nu = 12$	55	20	25	
												90	40	25	
												60	790	30	
												15	$\nu = 15$	80	
												15		65	
												90		50	
												15		45	
												45		40	
												95		770	
												90		$\nu = 21$	
												45			
												30			
												70			
												70			
												45			
												30			
												15			
												15			
												60			
												20			
												60			
												30			
												15			
												30			
												20			
												8			
												20			
												60			
												30			
												50			
												40			
												45			
												135			
												50			
												45			
												60			
												65			
												60			
												2895			
												$\nu = 52$			

$$n' = 120$$

$$n = 121$$

$$\log n' = 2.07918$$

$$\log n = 2.08279$$

$$\frac{8}{n} = \frac{8}{121} = 0.0666$$

$$\Sigma \varphi = 6126$$

$$\log \Sigma \varphi = 3.78718$$

$$\frac{\Sigma \varphi}{n} = \frac{6126}{121} = 50.628^\circ = 50^\circ 38'$$

Tabelle 48. Klassentabelle.

Nr. Richtung		1 O	2 ONO	3 NO	4 NNO	N	6 NNW	7 NW	8 WNW				
τ	τ^2	p									Σp	$\Sigma p \tau$	$\Sigma p \tau^2$
7·9	62				1	3	1					55	434
17·9	320			3	1	12	4	4	1	25	448	8000	
27·9	778		1	1	1		3	7	1	21	586	16338	
37·9	1436				1	1	2	2		8	303	11488	
47·9	2294		1	2	1	8	1	4		17	814	38998	
57·9	3352					7	2			9	521	30168	
67·9	4610		1		1	3	1	2		8	543	36880	
77·9	6068					1	1	1		3	234	18204	
87·9	7726				1	6				7	615	54082	
97·9	9584					1				1	98	9584	
107·9	11642				1	1					216	23284	
117·9	13900				1					1	118	13900	
127·9	16358				1					3	384	49074	
137·9	19016					3				3	414	57048	
147·9	21874										296	43748	
157·9	24932			1	2					3	474	74796	
										120	6119	486026	

Die Auszählung der p geschieht nach der Urliste, Tabelle 45. Man macht zuerst in die einzelnen Kästchen der Tabelle 48 für jedes zugehörige Fallzeichen einen kleinen Bleistiftstrich und zählt diese zuletzt zusammen. Die Rubrik Σp dient zur Kontrolle. Sie muß n' ergeben. Die Klassentabelle ist in erster Linie für die weiter unten folgende Berechnung der mittleren Fehler notwendig. Man kann sie aber auch zur Bestimmung von σ verwenden. Da die horizontalen Fallzeichen in der Tabelle nicht vorkommen, ist es zu diesem Zweck notwendig, den Ausgangswert $A = 0$ zu setzen. Dann wird in der Formel für die Streuung $a = \tau$ und $B = M$. Mit Spielräumen kann man nicht rechnen, weil der Abstand der ersten Klasse der Tabelle von der Klasse 0 nur 7·9, nicht 10, wie zwischen den anderen Klassen, ist. Die Teilprodukte für $\Sigma p \tau^2$ werden allerdings ziemlich groß. Sie bieten aber den wesentlichen Vorteil, eine Kontrolle der Tabelle 49 zu ermöglichen. Eine Probe auf die Richtigkeit der ganzen Klassentabelle 48 und die Rubrik $\Sigma p \tau$ ist die annähernde Übereinstimmung von M mit $(\Sigma p) : n$.

$$M = A + \frac{\Sigma p a}{n} = \frac{\Sigma p \tau}{n} = \frac{6119}{121} = 50\cdot570 = 50^\circ 34' \quad \log \Sigma p \tau = 3\cdot78668.$$

Die Übereinstimmung zwischen $\Sigma p \tau$ und Σp ist eine genügende. Die geringe Verschiedenheit erklärt sich, außer durch die vorgenommene Abrundung von τ , dadurch, daß in der Urliste zufällig die letzten Stellen von 6 bis 9 zahlreicher als die von 1 bis 4 sind. (Vgl. Tabelle 45.)

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma p a^2}{n} - B^2} = \sqrt{\frac{\Sigma p \tau^2}{n} - M^2} = \sqrt{\frac{486026}{121} - 50\cdot57^2} = \sqrt{4016\cdot74 - 2557\cdot32} = 38\cdot2024^\circ = 38^\circ 12'$$

$$m = \sigma : \sqrt{n} = 38\cdot202 : \sqrt{121} = 3\cdot473^\circ = 3^\circ 28'$$

$$m_\sigma = \sigma \sqrt{2 n^{17}} = 2\cdot456^\circ = 2^\circ 27'$$

Tabelle 49.
Bestimmung von $\Sigma p \tau^2$ in den Richtungsklassen.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
τ				$p \tau^2$				
7·9				62	186	62	124	
17·9			960	320	3840	1280	1280	320
27·9		778	778	778	5446	2334	5446	778
37·9				1436	1436	2872	2872	2872
47·9		2294	4588	2294	18352	2294	9176	
57·9					23464	6704		
67·9		4610		4610	13830	4610	9220	
77·9					6068	6068	6068	
87·9				7726	46356			
97·9					9584			
107·9				11642	11642			
117·9				13900				
127·9				16358	32716			
137·9					57048			
147·9						43748		
157·9			24932	49864				
		7682	31258	108990	229968	69972	34186	3970

Probe: Man addiert die Zahlen der letzten Zeile und erhält, wie in der letzten Spalte der Tabelle 48, die Summe 486026.

Tabelle 50.
Zur Berechnung von X_1 und Y_1 .

Nr.	Richtung	β	q	$q \sin \beta$	$q \cos \beta$
1	O	0°	0	0	0
	ONO	22·5°	135	+ 51·7	+ 124·7
3	NO	45°	340	+ 240·4	+ 240·4
4	NNO	67·5°	965	+ 891·6	+ 369·3
					+ 734·4
	N	90°	2945	+ 2945·0	0
6	NNW	112·5°	846	+ 781·6	- 323·8
7	NW	135°	780	+ 551·5	- 551·5
8	WNW	157·5°	115	+ 44·0	- 106·2
			6126	+ 5505·8	- 981·5
					+ 734·4
					- 247·1

$$X_1 = - 247·1$$

$$Y_1 = + 5505·8$$

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{Y}{X}$$

$$R = \frac{Y}{\sin \psi}$$

Tabelle 51.
Berechnung aller X und Y.

Nr.	$-2q \sin \beta$	Y	$-2q \cos \beta$	X
1	2.0	+ 5505.8 0	2.0	- 247.1 0
2	- 2.51.7	+ 5505.8 - 103.4	- 2.124.7	- 247.1 - 249.4
3	- 2.240.4	+ 5402.4 - 480.8	- 2.240.4	- 496.5 - 480.8
4	- 2.891.6	+ 4921.6 - 1783.2	- 2.369.3	- 977.3 - 738.6
5	- 2.2945.0	+ 3138.4 - 5890.0	2.0	- 1715.9 0
6	- 2.781.6	- 2751.6 - 1563.2	+ 2.323.8	- 1715.9 + 647.6
7	- 2.551.5	- 4314.8 - 1103.0	+ 2.551.5	- 1068.3 + 1103.0
8	- 2.44.0	- 5417.8 - 88.0	+ 2.106.2	+ 34.7 + 212.4
		- 5505.8 = - Y ₁		+ 247.1 = - X ₁

Tabelle 52.
Zur Berechnung von ψ und R.

Nr.	X	Y	X ² + Y ²	ψ	R
1	- 247.1	+ 5505.8	304211..		
2	- 247.1	+ 5505.8	304211..	92° 34.2'	5511.4
3	- 496.5	+ 5402.4	294060..	95° 15.1'	5425.1
4	- 977.3	+ 4921.6			
5	- 1715.9	+ 3138.4			
6	- 1715.9	- 2751.6			
7	- 1068.3	- 4314.8			
8	+ 34.7	- 5417.8	293776..		

$$R = 5511.4$$

$$\psi = 92^\circ 34.2'$$

$$R' = 5425.1$$

$$\psi' = 95^\circ 15.1'$$

$$\log R = 3.74126$$

Tabelle 53.

Probe für R und ψ durch Drehen des Koordinatensystems um $+22^{\circ}5'$.

Nr.	Richtung	β'	q	$q \sin \beta'$	$q \cos \beta'$
2	ONO	0	135	0	+ 135·0
3	NO	22·5	340	+ 130·1	+ 314·1
4	NNO	45	965	+ 682·4	+ 682·4
5	N	67·5	2945	+ 2720·9	+ 1127·0
					+ 2258·5
6	NNW	90	846	+ 846·0	0
7	NW	112·5	780	+ 720·6	- 298·5
8	WNW	135	115	+ 81·3	- 81·3
9	W	157·5	0	0	0
			6126	+ 5181·3	- 379·8
					+ 2258·5
					+ 1878·7

$$X' = +1878\cdot7$$

$$Y' = +5181\cdot3$$

Wenn die Rechnung richtig ist, muß gelten

$$\arctg \frac{Y'}{X'} + 22^{\circ} 30' = \psi$$

$$R = Y' : \sin (\psi - 22^{\circ} 30').$$

In der Tat ergibt sich

$$\arctg \left(+ \frac{5181\cdot3}{1878\cdot7} \right) = 70^{\circ} 4\cdot2'$$

$$70^{\circ} 4\cdot2' + 22^{\circ} 30' = 92^{\circ} 34\cdot2' = \psi$$

$$5181\cdot3 : \sin 70^{\circ} 4\cdot2' = 5511\cdot3 = R - 0\cdot1.$$

Berechnung des Interferenzfaktors.

$$i = 178\cdot33 \frac{\Sigma \varphi - R}{R} = 178\cdot33 \frac{614\cdot6}{5511\cdot4} = 19\cdot886.$$

Tabelle 54.

Zur Berechnung der Genauigkeit, mit der die Diagrammachse bestimmt ist.

Nr.	Richtung	$\Sigma p \tau^2$		$\Sigma p \tau^2 \sin^2 \alpha$	$\Sigma p \tau^2 \cos^2 \alpha$	$\beta - \frac{\psi + \psi'}{2}$	$\Sigma p \tau^2 \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2}$
	ONO	7682	- 70° 4'	6789	893	- 71° 24'	—
3	NO	31258	- 47° 34'	17027	14231	- 48° 54'	17750
4	NNO	108990	- 25° 4'	19564	89428	- 26° 24'	21547
5	N	229968	- 2° 34'	461	229560	- 3° 54'	1064
6	NNW	69972	+ 19° 56'	8133	61839	+ 18° 36'	7119
7	NW	34186	+ 42° 26'	15564	18622	+ 41° 6'	14773
8	WNW	3970	+ 64° 56'	3257	713	+ 63° 36'	3185
9	W	0	+ 87° 26'	0	0	+ 86° 6'	0
		486026		70795	415286		65438

$$\alpha = \beta - \psi$$

$$\alpha_2 = 22^\circ 30' - 92^\circ 34' = -70^\circ 4'$$

$$\alpha_9 = 180^\circ - 92^\circ 34' = +87^\circ 26'$$

$$\frac{\alpha + \alpha'}{2} = \beta - \frac{\psi + \psi'}{2}$$

$$\beta_2 - \frac{\psi + \psi'}{2} = 22^\circ 30' - \frac{92^\circ 34' + 95^\circ 15'}{2} = 22^\circ 30' - 93^\circ 54' = -71^\circ 24'$$

$$\beta_9 - \frac{\psi + \psi'}{2} = 180^\circ - 93^\circ 54' = +86^\circ 6'$$

$$m_\psi = \arcsin\left(\sqrt{\Sigma p \tau^2 \sin^2 \alpha} : \Sigma p \tau\right) \\ = \arcsin\left(\sqrt{70795} : 6119\right) = 2^\circ 29' 5''$$

$$m_R = \sqrt{\Sigma p \tau^2 \cos^2 \alpha - \frac{R^2}{n'}} = \sqrt{415286 - \frac{5511 \cdot 4^2}{120}} = \sqrt{415286 - 253129} = 402 \cdot 68.$$

Berechnung vom w_R , der Wahrscheinlichkeit der richtigen Ermittlung der Hauptachse.

$\alpha'_{10} = \beta_{10} - \psi' = 202^\circ 30' - 95^\circ 15' = 107^\circ 15' > 90^\circ$ $R' = R_3$ hat also auch in diesem Beispiel eine negative Komponente. Wir erhalten demnach analog wie für den Westhang des Finocchio:

$$\Sigma p \tau^2 (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 = 4 \sin^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \Sigma^{K_3 - K_1} p \tau^2 \sin^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2} + 4 \cos^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \Sigma p_2 \tau_2^2 \cos^2 \frac{\alpha + \alpha'}{2} = \\ = 4 \sin^2 1^\circ 20' 65438 + 4 \cos^2 1^\circ 20' 782 = 4 (35 \cdot 43 + 781 \cdot 10) = 3266 \cdot 12$$

$$R - R' = 5511 \cdot 4 - 5425 \cdot 1 = 86 \cdot 3$$

$$m_{R-R'} = \sqrt{\Sigma p \tau^2 (\cos \alpha - \cos \alpha')^2 - \frac{1}{n'} (R - R')^2} = \sqrt{3266 \cdot 12 - 62 \cdot 06} = 56 \cdot 604$$

$$(R - R') m_{R-R'} = 86 \cdot 3 \cdot 56 \cdot 6 = 1 \cdot 53$$

$$w_R = 0 \cdot 937 = 94\%$$

Tabelle 55.
Zur Bestimmung der Genauigkeit des Interferenzfaktors.

Nr.	Richtung			$\nu \cos \alpha$	
2	ONO	3	- 70° 4'	1·023	0·349
3	NO	7	- 47° 34'	4·723	3·187
4	NNO	12	- 25° 4'	10·870	9·846
	N	55	- 2° 34'	54·944	54·889
6	NNW	17	+ 19° 56'	15·981	15·024
7	NW	22	+ 42° 26'	16·237	11·984
8	WNW	4	+ 64° 56'	1·695	0·718
9	W	0	+ 87° 26'	0	0
				105·473	95·997

Diese Tabelle könnte auch mit der Nr. 54 zusammengezogen werden, doch schien mir eine so große Ausdehnung zu unübersichtlich.

$$\iota = (\Sigma \nu \cos \alpha) : n' = 105 \cdot 473 : 120 \quad \log \iota = \bar{1} \cdot 94396$$

$$\iota' = R : \Sigma q = 5511 \cdot 4 : 6126 \quad \log \iota' = \bar{1} \cdot 95408$$

$$k = \iota' : \iota = 1 \cdot 0233 \quad \iota^2 = 0 \cdot 77253$$

$$(\Sigma \nu \cos^2 \alpha) : n' = 95 \cdot 997 : 120 = 0 \cdot 79998$$

$$\sigma_\iota = \sqrt{(\Sigma \nu \cos^2 \alpha) : n' - \iota^2} = \sqrt{0 \cdot 79998 - 0 \cdot 77253} = \sqrt{0 \cdot 02745}$$

$$\sqrt{n'} = \sqrt{120}$$

$$m_i = 178.33 \sigma_i : (\iota \cdot \iota' \sqrt{n'}) = 3.4109.$$

Die rechnerische Untersuchung der Fallzeichen der Sieben Gemeinden-Flexur hat also folgende für den Faltungszustand charakteristische Zahlenwerte ergeben:

Anzahl der Beobachtungen $n = 121$.

Mittleres Einfallen $\frac{\Sigma \varphi}{n} = 50^\circ 38' \pm 3^\circ 28'$.

Streuung der Fallwinkel $\sigma = 38^\circ 12' \pm 2^\circ 27'$

Winkel der Diagrammachse mit der Ostrichtung $\psi = 92^\circ 34' \pm 2^\circ 30'$

Wahrscheinlichkeit der richtigen Ermittlung der Diagrammachse $w_R < 94\%$ (vgl. S. 170).

$$\frac{R}{n} = \frac{5511.4}{121} \pm \frac{402.7}{121} = 45^\circ 33' \pm 3^\circ 20'$$

$$Y_1 : n = 5505.8 \quad 121 = 45^\circ 30'$$

Interferenzfaktor $i = 19.89 \pm 3.41$.

Hauptfaltungsrichtung $H = N-S$.

Nebenfaltungsrichtungen $N_1 = NNO, N_2 = NNW, N_3 = NW$

Um noch eine sehr flach gelagerte Region heranzuziehen, wurden dieselben Rechnungen auch für das schon wiederholt untersuchte Gebiet Col Santo—Campomolon durchgeführt. Sämtliche gefundenen charakteristischen Zahlenwerte für alle drei Musterbeispiele sind schließlich in der folgenden Tabelle zusammengestellt, die durch die umstehende Textfigur teilweise veranschaulicht wird.

Tabelle 56.

Vergleich des Faltungszustandes dreier Gebiete in den Lessinischen Alpen.

Gebiet	n	$\Sigma \varphi : n$		ψ	w_R	$R : n$
I. Westhang Finocchio	120	$30^\circ 51' \pm 1^\circ 34'$	$17^\circ 7' \pm 1^\circ 6'$	$149^\circ 38' \pm 3^\circ 33'$	85%	$23^\circ 55' \pm 1^\circ 17'$
II. Sieb. Gemeindeflexur	121	$50^\circ 38' \pm 3^\circ 28'$	$38^\circ 12' \pm 2^\circ 27'$	$92^\circ 34' \pm 2^\circ 30'$	94%	$45^\circ 33' \pm 3^\circ 20'$
III. Col Santo-Campomolon	122	$13^\circ 27' \pm 1^\circ 18'$	$14^\circ 25' \pm 0^\circ 55'$	$126^\circ 1' \pm 5^\circ 10'$	72%	$9^\circ 37' \pm 0^\circ 50'$

Gebiet	$Y_1 : n$		H	N_1	N_2	N_3	N_4	N_5	k
I. Westhang Finocchio	$16^\circ 54'$	51.56 ± 6.81	WNW—OSO	0	NW	N			0.9838
II. Sieb. Gemeindeflexur	$45^\circ 30'$	19.89 ± 3.41	N—S	NNO	NNW	NW			1.0233
III. Col Santo-Campomolon	$7^\circ 46'$	71.24 ± 10.06	O—W	NNW	NW	NNO	N	WNW	0.9928

Folgende Bemerkungen zu der vorstehenden Tabelle sind vielleicht nützlich:

Bei der Berechnung von w_R für die Region Col Santo—Campomolon finden wir:

$$\alpha'_{11} = \beta_{11} - \psi' = 225^\circ - 135^\circ 38' = 89^\circ 22' < 90^\circ.$$

Es hat in diesem Fall also auch R' nur positive Komponenten (vgl. Fig. 47). Für den weiteren Verlauf der Rechnung ist dieser Umstand jedoch ohne Bedeutung. Wir erhalten nämlich:

$$a = \beta - \psi$$

$$\alpha' = \beta' - \psi' = \beta + 180 - \psi' < 90$$

$$\begin{aligned} \frac{\alpha + \alpha'}{2} &= \frac{1}{2} (\beta - \psi + \beta + 180 - \psi') = \beta + 90 - \frac{\psi + \psi'}{2} \\ \sin \frac{\alpha + \alpha'}{2} &= \sin \left(\beta - \frac{\psi + \psi'}{2} + 90 \right) = \cos \left(\beta - \frac{\psi + \psi'}{2} \right) \\ \frac{\alpha - \alpha'}{2} &= \frac{1}{2} (\beta - \psi - \beta - 180 + \psi') = \frac{\psi' - \psi}{2} - 90 \\ \sin \frac{\alpha - \alpha'}{2} &= -\sin \left(90 - \frac{\psi' - \psi}{2} \right) = -\cos \frac{\psi' - \psi}{2} \\ N &= 4 \cos^2 \frac{\psi' - \psi}{2} \cos^2 \left(\beta - \frac{\psi + \psi'}{2} \right) \sum f_3 \tau_3^2. \end{aligned}$$

Die Formel ist also gleich, wie in den vorigen Beispielen (vgl. S. 173).

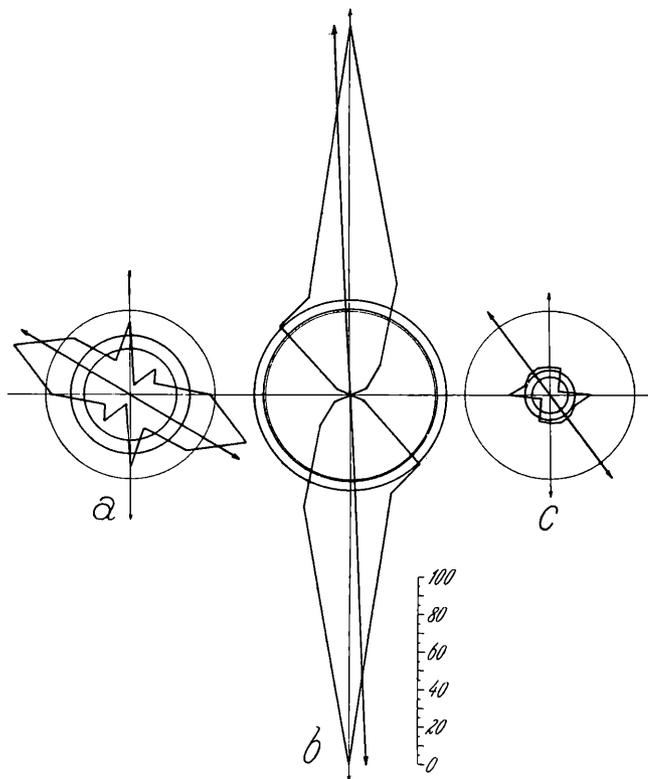


Fig. 48. Drei typische Faltungsdiagramme aus den Lessinischen Alpen.

- Westhang des Finocchio. Judikarisch gerichtete Faltung von mäßiger Stärke mit einer untergeordneten lessinischen Komponente.
- Sieben Gemeindeflexur zwischen Passo della Vena und Val di Rolfe. Steile rein lessinische Falte.
- Gebiet Col Santo-Campomolon. Sehr schwache Faltung von schwankender Richtung.

d. h. also, alle Winkel zwischen 0° und 4° erscheinen in der Liste als 0° . Demnach dürfte das Mittel der mit 0° gemessenen Winkel in Wirklichkeit ungefähr $+2^\circ$ sein. Berechnen wir unter dieser Voraussetzung noch einmal das Klassenmittel, so erhalten wir 4.44, also eine Zahl, die von 5 nicht gar viel verschieden ist. Auch

Vergleicht man die letzte Zeile der Tabelle 56 mit den Angaben auf S. 153, so fällt auf, daß $\Sigma \varphi$ von M sehr stark verschieden ist und auch n die beiden Werte für σ merklich voneinander abweichen. Der Grund liegt offenbar in folgendem: Die auf S. 153 gegebenen Werte fußen auf Tabelle 11. Sie sind unter der Voraussetzung abgeleitet, daß das Klassenmittel überall in der Mitte zwischen den Klassengrenzen liegt. Dies trifft nun aber zunächst für die unterste Klasse nicht zu. Berechnen wir für sie in der gewöhnlichen Weise das Klassenmittel, so finden wir 3.36 statt 5. Woher dies kommt, ist klar. Während die Fallwinkel $10^\circ, 20^\circ$ usw. auf die benachbarten Klassen verteilt wurden, enthält die unterste Klasse alle Fallwinkel $0^\circ, 33$ an der Zahl. Übrigens ist aber keineswegs sicher, daß das Klassenmittel 3.36 sachlich richtiger als das Mittel 5 ist. Man muß nämlich folgendes bedenken: Die mit 10° gemessenen Fallwinkel sind offenbar in Wirklichkeit teils größer, teils kleiner als 10° . Ihr Mittel wird ziemlich genau 10° sein. Die mit 0° gemessenen Fallwinkel können aber nur gleich oder größer als 0° sein. Ihr Mittel ist sicher wesentlich größer als 0° . In der Urliste für das Gebiet Col Santo Campomolon kommen keine Fallwinkel vor, die kleiner als 5° wären,

das Klassenmittel für die zweite Klasse liegt augenscheinlich tiefer als 15° . Hier ist der Fehler ein ganz unzweifelhafter, er haftet aber der in der Biometrie gebräuchlichen Rechenmethode mit Klasseneinteilung untrennbar an.

Als letzte Rubrik wurden in der Tabelle die bei der Berechnung der Interferenz sich ergebenden Werte von k angefügt. Man sieht, daß sie von 1 durchwegs sehr wenig, aber in verschiedenem Sinne abweichen. Wir kommen auf diesen Umstand weiter unten zurück.

Die den Zahlen der Tabelle 56 beigesetzten mittleren Fehler zeigen deutlich, daß es keine praktische Bedeutung hat, i auf mehrere Dezimalen oder ψ auf Sekunden auszurechnen. Der Vorteil einer genauen Rechnung liegt nur darin, daß bei einer Probe schon kleine Rechenfehler sich bemerkbar machen, während man beim Rechnen mit stark abgerundeten Zahlen im Falle des Nichtzutreffens einer Probe oft nicht sicher weiß, ob es sich nur um Folgen der Abrundung oder um Irrtümer in der Rechnung selbst handelt. Im allgemeinen wird es gut sein, die Genauigkeit so wie in den Musterbeispielen zu wählen, zumal sie mittels der gebräuchlichsten fünfstelligen Logarithmentafeln ohne wesentliche Mühe erreicht werden kann.

Die mittleren Fehler der charakteristischen Zahlenwerte der drei Diagramme ermöglichen es natürlich auch, ganz ähnlich, wie es bezüglich des mittleren Einfallens schon weiter oben geschehen ist, festzustellen, ob eine zahlenmäßig aufscheinende Verschiedenheit zweier Gebiete wenigstens dem Vorzeichen nach sicher ist. Beispielsweise kann man fragen, ob die Verschiedenheit zwischen der Richtung der Diagrammachse der Sieben Gemeinden-Flexur und derjenigen des Westhanges des Finocchio eine bloß zufällige sein kann, die bei Vermehrung der Messungen verschwinden würde, oder ob aus den Zahlen mit Sicherheit auf einen verschiedenen Bau der beiden Gebiete geschlossen werden kann. Wir wenden die Formel für den mittleren Fehler einer Differenz an und erhalten

$$\psi_I - \psi_{II} = 57 \cdot 06^{\circ} \pm 4 \cdot 345^{\circ} = 13 \cdot 14 \text{ } m_{\text{Diff.}}$$

Die Verschiedenheit ist also zweifellos eine objektive — immer vorausgesetzt, daß in den Messungsreihen kein störender systematischer Fehler steckt und daß unsere Art, die mittleren Fehler zu berechnen, brauchbare Werte liefert.

Es sei noch untersucht, ob die Interferenz der drei Gebiete sicher verschieden ist. Wir haben folgende drei Differenzen auf die Wahrscheinlichkeit, daß sie dem Vorzeichen nach objektiv sind, zu prüfen:

$$\begin{array}{ll} i_I - i_{II} = 31 \cdot 67 \pm 7 \cdot 62 = 4 \cdot 16 \text{ } m_{\text{Diff.}} & w = 100\%; \\ i_{III} - i_I = 19 \cdot 68 \pm 12 \cdot 16 = 1 \cdot 78 \text{ } m_{\text{Diff.}} & w = 96\%; \\ i_{III} - i_{II} = 51 \cdot 35 \pm 10 \cdot 62 = 4 \cdot 83 \text{ } m_{\text{Diff.}} & w = 100\%. \end{array}$$

Die Unterschiede sind teils sicher, teils sehr wahrscheinlich real.

Vergleicht man in Tabelle 56 die mittleren Fehler mit den zugehörigen Mittelwerten, so sieht man, daß in manchen Rubriken ein mehr oder weniger enger Zusammenhang zwischen der Größe beider besteht, in anderen aber nicht¹⁸⁾. Bei σ ist dieser Zusammenhang aus arithmetischen Gründen selbstverständlich. Auch bei i ist er kein zufälliger, denn je größer die Interferenz ist, desto häufiger sind Fallwinkel, die von der Hauptrichtung stark abweichen, desto häufiger kommen also starke Verkürzungen der Strecken φ vor. Da die mittlere Verkürzung aber nicht im gleichen Maß abnimmt, wird dadurch die Streuung der Verkürzungen vergrößert. Ähnliches gilt für $(\Sigma \varphi) : n$. Solange die Fallwinkelkurven auch Winkel von 0° umfassen, wie es in unseren Beispielen durchwegs geschieht, wird die Breite der Kurve und damit die Streuung und der mittlere Fehler

¹⁸⁾ Man beachte, daß die Gesamtzahl der Messungen in den drei Beispielen fast gleich ist, daß aber n' im dritten Beispiel ziemlich viel kleiner ist, als in den anderen.

zunehmen, je mehr große Fallwinkel vorhanden sind. Ganz anders verhält sich ψ . Hier ist die Nullrichtung ja eine rein willkürliche und demgemäß besteht kein Zusammenhang zwischen der Größe von ψ und der Häufigkeit und Größe der Abweichungen von dieser Haupttrichtung. Dagegen zeigt sich ein Parallelismus zwischen der Größe von m_ψ und von i . Dies ist nicht zu verwundern, wenn man bedenkt, daß ja, wie wir auf S. 175 sahen, σ_ψ ebenfalls ein Maß für die Interferenz abgeben könnte. Eine genauere Untersuchung dieser Zusammenhänge wäre auch für die praktische Rechenarbeit nicht ohne Interesse, weil man vielleicht in manchen Fällen die mühsame direkte Berechnung der mittleren Fehler durch eine beiläufige Schätzung auf Grund von leichter bestimmbareren Werten ersetzen könnte. Sie würde uns hier aber wohl zu weit führen und könnte auch nur auf eine viel größere Zahl durchgerechneter Beispiele aufgebaut werden. Es sei deshalb nur die Frage gestreift, ob die Unsicherheit von $R : n$ und die von $(\Sigma \varphi) : n$ stark verschieden ist. Wir stellen folgende kleine Tabelle auf:

Tabelle 57.

Diagramm	$\frac{\Sigma \varphi}{n}$	$R : m_R$
I	20	19
II	15	14
III	10	12

Die gefundenen Zahlen weichen sehr wenig von einander ab. Da ja natürlich auch die mittleren Fehler selbst nicht vollkommen genau sind, wird es oft hinreichen, den mittleren Fehler von $R : n$ nach der Proportion zu bestimmen

$$\frac{m_R}{n} R \sim m \Sigma \varphi.$$

Selbstverständlich kann man nicht nur auf Grund des Winkelmaßes der Faltung, sondern auch auf Grund der anderen Meßweisen Diagramme aufstellen. Man könnte sich fragen, ob nicht die Hauptachse eines auf Grund des Cosinusmaßes konstruierten Diagrammes nach Richtung und Länge Aufschluß über Richtung und Betrag des stärksten Zusammenschubes, den das Gebiet erfahren hat, geben kann. Leider zeigt eine nähere Überlegung, daß eine so einfache Beziehung nicht besteht. Das Problem läuft darauf hinaus, festzustellen, wie groß die Verkürzung ist, die uns ein Fallzeichen in einer von der Fallrichtung abweichenden Richtung vorstellt. Wir denken uns auf die ursprüngliche horizontale Schichtfläche einen Kreis mit dem Durchmesser 1 gezeichnet. Nach der Faltung wird die Horizontalprojektion dieses Kreises eine Ellipse sein. Die Verkürzung, die eine Strecke von der Länge 1 in irgend einer Richtung erfahren hat, wird uns dargestellt durch den radialen Abstand dieser Ellipse von dem umgeschriebenen Kreis, mit anderen Worten durch die Differenz des Durchmessers des Kreises und des gleich gerichteten Durchmessers der Ellipse. Bei der Konstruktion der Diagrammachse dagegen wird ein Fallzeichen in die Resultierende mit dem Wert $(1 - \cos \varphi) \cos a$ eingesetzt. Diese beiden Größen haben zueinander keine einfach ausdrückbare Beziehung. Um die Gesamtverkürzung des Gebietes in einer bestimmten Richtung genau zu erhalten, bleibt nichts übrig, als zunächst alle Fallwinkel in diese Richtung zu drehen, auf die Glieder der gedrehten Reihe dann das Cosinusmaß anzuwenden und aus allen einzelnen Verkürzungen das Mittel zu bilden. Darauf werden wir weiter unten zurückkommen. Für eine beiläufige Schätzung des Verhältnisses der Verkürzungen in verschiedenen Gebieten eignet sich aber das Diagramm aus dem Winkelmaß nicht schlechter als das aus dem Cosinusmaß. Unter diesen Umständen dürfte es überflüssig sein, auf die Diagramme aus dem Sinus- und Cosinusmaß näher einzugehen.

c) Die Ausgleichung störender Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der Fallzeichen.

Wie schon auf S. 118 dargelegt, bildet eine gewisse Unregelmäßigkeit in der Verteilung der Fallzeichen über das Gebiet im allgemeinen keinen Einwand gegen die Anwendbarkeit der entwickelten Methoden, so lange die Verteilung der Fallzeichen bezüglich der Tektonik als zufällig gelten kann. Es kommen jedoch Fälle vor, in denen sich eine solche Zufälligkeit nicht behaupten läßt. Wir haben dabei zwei Arten von Unregelmäßigkeiten der Verteilung zu berücksichtigen, die meist eine etwas verschiedene Behandlung erfordern, wenn sie auch nicht scharf getrennt sind.

1. Es kommen in dem untersuchten Gebiet kleine örtliche Störungsbezirke vor, die aus irgend einem Grund besonderes Interesse haben und in denen sich deshalb die Fallzeichen zusammendrängen.

2. Das ganze Gebiet zerfällt in mehrere tektonische Einheiten, in denen die Gefaltetheit und zugleich auch die Fallzeichendichte stark verschieden ist. Haben wir es beispielsweise mit dem Mittelschenkel und dem flachen Liegendschenkel einer Flexur zu tun, so wird der Aufnahmegeologe meistens im Mittelschenkel mehr Fallbeobachtungen angestellt haben, als im flach liegenden Teil der Region.

In beiden Fällen wäre es jedenfalls nicht zu billigen, wenn zwecks Ausgleichung der Häufigkeiten einfach eine Anzahl Fallzeichen weggelassen würde. Denn abgesehen davon, daß ein solcher Vorgang stets sehr willkürlich ist und daß die Genauigkeit der berechneten Werte dadurch kleiner würde, als nach dem vorliegenden Beobachtungsmaterial notwendig wäre, ist es gerade in stark gestörten Gebieten, in denen das Einfallen stark wechselt, wünschenswert, eine größere Zahl von Fallzeichen zu haben, weil jedes einzelne von der mittleren Lagerung stark abweicht. Ich habe zwei Methoden versucht, um eine — allerdings nur annähernde — Ausgleichung der Häufigkeiten der Fallzeichen zu erreichen.

1. Die Planquadratmethode. Dieses Verfahren benützt den Umstand, daß die Detailkarten der meisten Staaten während des Krieges mit einem Quadratnetz versehen wurden. Die Größe der Quadrate ist meist ungefähr ein Geviertkilometer. Wäre die Verteilung der Fallzeichen eine gleichmäßige, so müßten in jedem Planquadrat gleich viele von ihnen enthalten sein. Ist dies nicht der Fall, so wird eine Ausgleichung dadurch erzielt, daß man jeden Fallwinkel durch die Anzahl der in dem betreffenden Planquadrat enthaltenen Fallzeichen dividiert. Das Gewicht jedes Fallzeichens wird dadurch proportional zur Fallzeichendichte vermindert. Als Zahl der Varianten erscheint in der weiteren Rechnung nicht die Zahl der Fallzeichen, sondern die Zahl der Planquadrate, in denen irgend welche Fallzeichen vorkommen. Ich bezeichne sie mit n'' . Die Anzahl der Planquadrate, in denen überhaupt keine Fallzeichen auftreten, bleibt bei dieser Methode ohne Einfluß. Ihre Anwendung empfiehlt sich besonders dort, wo lokale Anhäufungen von Fallzeichen auszugleichen sind.

2. Die tektonische Teilungsmethode. Hat man eine Region vor sich, die sich unabhängig von der Statistik tektonisch in mehrere große Elemente zerlegen läßt, so ist folgender Vorgang zweckmäßiger: Man umgrenzt diese Elemente auf der Karte und schätzt das Verhältnis ihrer Flächen, wobei man sich wieder an die Planquadrate halten kann. Dann bestimmt man, wie groß die Zahl der Fallzeichen in jedem Terrainabschnitt wäre, wenn ihre Dichte überall so groß wie in dem fallzeichenreichsten Abschnitt wäre. Daraus erhält man eine oder mehrere Konstanten c , mit denen man die Fallzeichen der weniger genau ausgemessenen Abschnitte multiplizieren muß. Jedes Fallzeichen in dem fallzeichenreichsten Teilgebiet wird in seine Richtungsklasse mit dem Gewicht φ , jedes Fallzeichen eines anderen Abschnittes mit dem Gewicht $c \varphi$ eingesetzt. Das Verfahren beruht auf der Annahme, daß sich die Verteilung der Fallzeichen nach Richtung und Neigung innerhalb eines einzelnen natürlichen tektonischen Abschnittes nicht wesentlich geändert hätte, wenn die Zahl der Beobachtungen vermehrt worden wäre. Natürlich ist diese Voraussetzung um so unsicherer, je geringer die ursprüngliche Zahl von Beobachtungen in einem Teilgebiet ist und auf ganz wenige Fallzeichen läßt sich das

Verfahren überhaupt kaum anwenden. Als Anzahl der Varianten tritt bei dieser Rechnungsweise ein Wert n''' auf, der die Zahl der Fallzeichen angibt, wenn ihre Dichte überall so groß wie im fallzeichenreichsten Teilgebiet wäre.

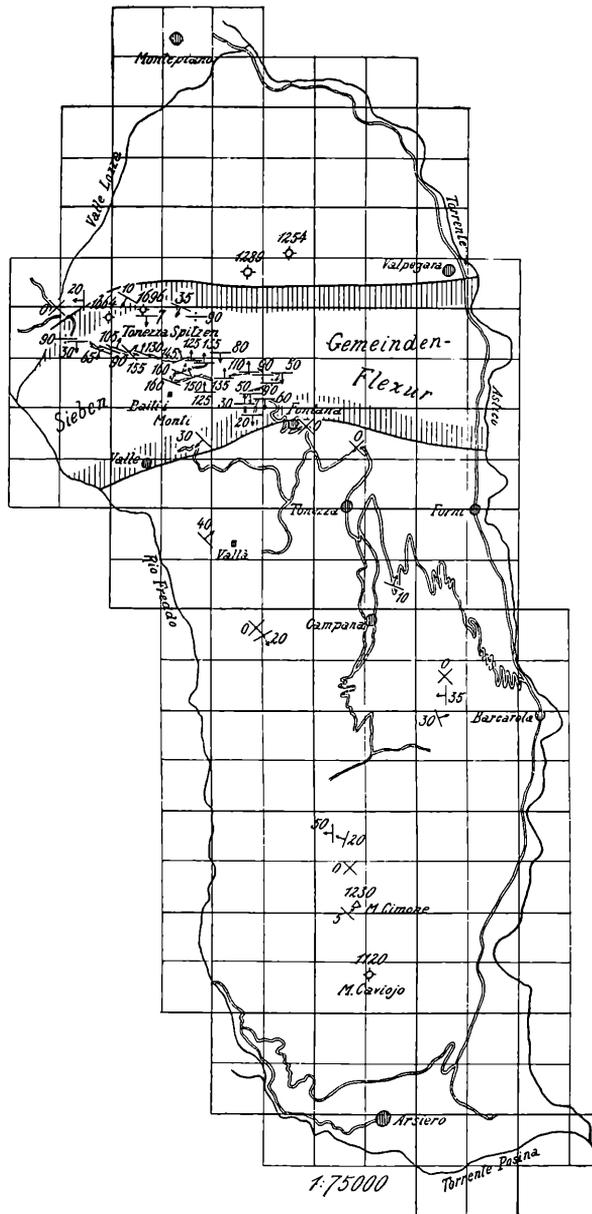


Fig. 49. Fallzeichenkarte des Tonzaplateaus mit Abgrenzung des Mittelschenkels der Sieben Gemeindenflexur und Quadrateilung. Sehr ungleichmäßige Verteilung der Beobachtungen.

Die Kilometerquadrate sind in Viertel untergeteilt. Das Quadratsystem stimmt mit dem der österreichischen Sektionskopien nur teilweise überein, weil die Skizze auf zwei Spezialkartenblättern liegt, deren ursprüngliche Quadratsysteme nicht aneinander passen. Die Grenzen des Mittelschenkels der Flexur sind durch Schraffen hervorgehoben.

dividiert die Summe durch die Gesamtzahl der Fallzeichen in dem betreffenden Quadrat. Die erhaltenen Quotienten werden zuletzt addiert.

Bei der Bestimmung der mittleren Fehler der aus einem ausgeglichenen Diagramm errechneten Werte wird es natürlich notwendig sein, den Unterschied zwischen n'' resp. n''' und der ursprünglichen Zahl von Beobachtungen entsprechend zu berücksichtigen. Dies dürfte keine grundsätzlichen Schwierigkeiten haben, doch habe ich mich noch nicht näher damit beschäftigt.

Um von der praktischen Durchführung der beiden erwähnten Rechnungsweisen eine Vorstellung zu geben, greife ich ein viertes Beispiel heraus, und zwar naturgemäß jetzt nicht eine Gegend von einheitlichem, sondern von tektonisch heterogenem Bau. Eine solche ist das Tonzaplateau, das mit einem kleinen Teil dem Hangendschenkel, mit einem breiten Streifen dem Mittelschenkel und mit seinem größten, südlichen Teil dem Liegendschenkel der Sieben Gemeinden-Flexur angehört. Die Ungleichmäßigkeit der Verteilung der Fallzeichen ist in dieser Region eine sehr große, viel größer, als in irgend einem anderen Teil des kartierten Gebietes. Einesteils bot der Mittelschenkel der Flexur durch die hier auftretenden Überkippungen ein besonderes Interesse, während die flache Lagerung der südlichen Teile zu einer Zeit, als ich an eine Fallzeichenstatistik noch nicht dachte, keinen Anlaß zu vielen Messungen bot. Andern-teils erschwerte auch die sehr starke feindliche Artilleriewirkung auf dem südlichen Teil des Plateaus die Durchführung der geologischen Aufnahme und zwang dazu, sie zu beschleunigen. Textfigur 49 zeigt die Verteilung der Fallzeichen der ganzen Berggruppe.

1. Berechnung des Diagrammes ohne Ausglei-chung.

Siehe Tabelle 58 und 59.

2. Ausglei-chung der Fallzeichendichte nach der Planquadratmethode.

Siehe Tabelle 60 und 61.

Die Tabelle 6) bedarf wohl keiner Erläuterung. Man addiert stets zunächst innerhalb jeder Richtungsklasse die Fallwinkel eines Planquadrates und

Tabelle 58.
Die Fallzeichen des Tonezzaplateaus.

O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO	
0	30	5 40	10	30	0	0	20	20 35	0	155 30	10 35	90 30	145 150	0	0	
	30	45	10	30			20	50		185	65	7	20			
	$\nu = 1$	$\nu = 2$	$\nu = 1$	$\nu = 1$			$\nu = 1$	105		$\nu = 2$	90	90	315			
								$\nu = 3$			105	125	$\nu = 3$			
											130	135				
											160	80				
											160	110				
											755	135				
											$\nu = 8$	125				
												50				
												20				
												90				
												50				
												90				
												60				
												1287				
												$\nu = 16$				
								$n' = 38$								$n = 44.$

Tabelle 59.
Nicht ausgeglichene Diagrammtabelle des Tonezzaplateaus.

Nr. Richtung	1 O	2 ONO	3 NO	4 NNO	5 N	6 NNW	7 NW	8 WNW
q	105	30	230	765	1317	315	0	20
ν	3	1	4	9	17	3	0	1
q'	19.1	5.5	41.8	139.2	239.5	57.3	0	3.6
				N_1	H			

$\Sigma \varphi = 2782$ $(\Sigma \varphi): n = 63^\circ 13'$ $\psi = 79^\circ 48'$
 $R = R_1 = 2536.6$ $R: n = 57^\circ 39'$ $i = 17.25.$

Tabelle 60.
Ausgleichung der Fallzeichenliste des Tonezzaplateaus nach der Planquadratmethode.

2. ONO	3. NO	4. NNO	5. N	8. WNW	9. W	11. SW	12. SSW	13. S	14. SSO
$30 : 1 = 30$	$40 : 1 = 40$	$10 : 1 = 10$	$30 : 10 = 3$	$20 : 4 = 5$	$20 \quad 1 = 20$	$155 \quad 11 = 14.1$	10	90	145
30	$5 : 4 = 1.2$	10	3	5	$35 \quad 2 = 17.5$	$30 : 1 = 30$	35	30	150
	41.2				$50 : 4 = 12.5$			$120 : 5 = 24$	$295 : 11 = 26.8$
					50	44.1		$20 : 2 = 10$	
							45 : 2 = 22.5	7	
								90	
								125	
							155 : 5 = 31	135	36.8
								357 : 11 = 32.4	
								80	
								135	
								110	
							555 : 11 = 50.4	125	
							103.9	50	
								90	
								50	
								90	
								60	
								$790 : 10 = 79$	
								$20 : 2 = 10$	
								145.4	

$n'' = 14.$

Tabelle 64.

Diagrammtabelle des Tonezzaplateaus, nach der tektonischen Teilungsmethode ausgeglichen.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
q	833	238	542	834	1317	454	0	159
q'	45·0	12·9	29·3	45·1	71·2	24·5	0	8·6
	N_2			N_1	H			

$$n''' = 29 + 15 \cdot 7 \cdot 93 = 29 + 119 = 148$$

$$\Sigma \varphi = 4377 \quad (\Sigma \varphi): n''' = 29^\circ 34' (29 \cdot 57^\circ)$$

$$R = R_7 = 3393 \cdot 3 \quad R: n''' = 22^\circ 56' (22 \cdot 93^\circ)$$

$$\psi = 239^\circ 24' (59^\circ 24')$$

$$i = 51 \cdot 70.$$

n''' muß sich auch ergeben, wenn man die Fläche des ganzen Gebietes mit der Fallzeichendichte in der Flexur multipliziert. Man erhält $34 \cdot 7 \cdot 4 \cdot 27 = 148$.

Die zuletzt dargelegte Ausgleichungsmethode ist in dem vorliegenden Beispiel zweifellos die vollkommenere. Die hauptsächliche Wirkung der Ausgleichung besteht darin, daß das Übergewicht der vorherrschenden nord-südlichen Faltungsrichtung herabgesetzt und eine Querichtung deutlich sichtbar gemacht wird. Dem entsprechend wird auch die Interferenz vergrößert. Fig. 50 zeigt in klarer Weise dieses Ergebnis der Ausgleichung.

Natürlich mußte man sich fragen, ob es zulässig ist, ausgeglichene und unausgeglichene Diagramme direkt miteinander zu vergleichen. Dies darf nur dann geschehen, wenn die Wirkung der Ausgleichungsmethoden in Gebieten mit schon ursprünglich relativ gleichmäßiger Verteilung der Fallzeichen eine unmerkliche ist. Es wurde wieder der Westhang des Finocchio zum Vergleich herangezogen. Die tektonische Teilungsmethode kann hier nicht angewendet werden, weil sich hier keine verschiedenen tektonischen Elemente trennen lassen. Dagegen habe ich die Fallzeichenurliste der Planquadratmethode unterworfen. Das Ergebnis war folgendes:

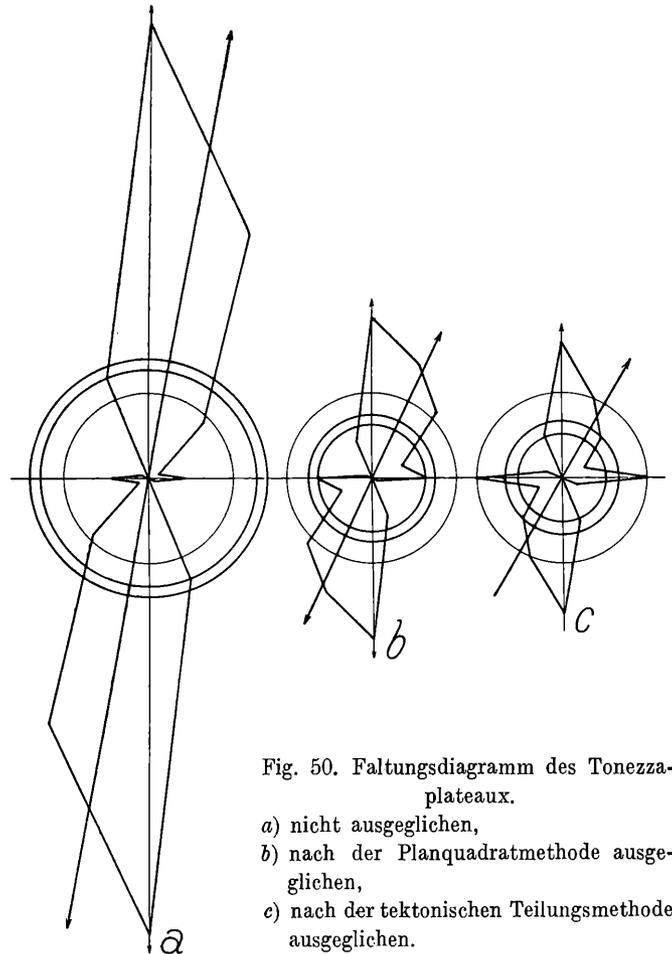


Fig. 50. Faltungsdiagramm des Tonezza-plateaux.

- a) nicht ausgeglichen,
 b) nach der Planquadratmethode ausgeglichen,
 c) nach der tektonischen Teilungsmethode ausgeglichen.

Tabelle 65.

Diagrammtabelle des Westhanges des Finocchio, nach der Planquadratmethode ausgeglichen.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
q	134·0	24·8	44·0	22·9	110·8	54·2	130·9	218·4
q'	39·7	7·3	13·0	6·8	32·8	16·1	38·8	64·7

$$\begin{array}{lll}
 n'' = 27 & & \\
 \Sigma \varphi = 740 \cdot 0 & (\Sigma \varphi): n'' = 27^{\circ} 24' (27 \cdot 406^{\circ}) & \psi = 147^{\circ} 16' \\
 R = 587 \cdot 6 & R: n'' = 21^{\circ} 46' (21 \cdot 763^{\circ}) & i = 46 \cdot 25.
 \end{array}$$

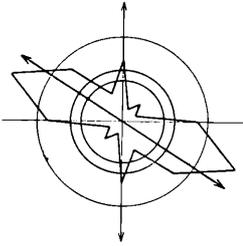


Fig. 51. Faltungsdiagramm des Westhanges des Finocchio nach Ausgleichung der Fallzeichendichte mittels der Planquadratmethode.

Berücksichtigt man die in Tabelle 56 für das unausgeglichene Diagramm angegebenen mittleren Fehler, deren Größenordnung beim ausgeglichenen Diagramm ja zweifellos dieselbe ist, so erscheinen sämtliche Unterschiede der charakteristischen Zahlenwerte als ziemlich unwesentlich. Auch ein Vergleich der Fig. 51 mit Fig. 48 a ergibt, daß der Charakter des Diagrammes im ganzen derselbe geblieben ist. Es ist also erlaubt, die Ausgleichung nur für die Gebiete mit stark ungleichmäßiger Verteilung der Fallzeichen vorzunehmen und die so gewonnenen Diagramme mit den unausgegliehenen Diagrammen aus Gebieten mit schon ursprünglich gleichmäßiger Fallzeichenverteilung direkt zusammenzustellen.

Im Anschluß an das soeben Auseinandergesetzte soll hier noch von einer anderen subjektiv begründeten Ungleichmäßigkeit der Verteilung der Zahlenwerte in der Urliste die Rede sein. Schon wiederholt sprachen wir davon, daß unter den Fallwinkeln gewisse Werte bevorzugt sind, nämlich vor allem die Vielfachen von 10, bis zu einem gewissen Grade auch die anderen Vielfachen von 5. Die Ursache dieser Erscheinung erkannten wir in dem subjektiven Umstand, daß das Einfallen oft nicht genau gemessen, sondern nur geschätzt werden konnte und daß man dann runde Zahlen bevorzugt. Etwas ganz Ähnliches zeigt sich nun auch bezüglich der Fallrichtung. Wenn man diese nicht genau messen kann, bevorzugt man bei der Schätzung die Hauptweltgegenden und die ersten Nebengegenden. Besonders auffallend wird dies in flach gelagerten Gebieten sein, da sich hier die Fallrichtung ja viel schwerer bestimmen läßt. In solchen Gegenden kann es leicht geschehen, daß ein sekundäres Maximum, das in Wirklichkeit in einer Zwischenrichtung liegt, durch Schätzungsfehler in zwei Maxima zerlegt wird, die der benachbarten Hauptrichtung und ersten Nebenrichtung zufallen. Stellen wir uns ein Gebiet mit durchwegs sehr geringen Neigungswinkeln und recht unebenen Schichtflächen vor, in dem die Faltung nach allen Richtungen gleich stark wäre, so würde das Diagramm dieser Gegend in der Praxis wahrscheinlich nicht ein regelmäßiges Sechzehneck, sondern ein achteckiger Stern werden, mit Spitzen in den Richtungen O, NO, N usw. und einspringenden Winkel in den Richtungen ONO, NNO, NNW usw. Bei der Festlegung der Hauptfaltungsrichtung und besonders der Nebenfaltungsrichtungen aus dem Diagramme wird man darauf Rücksicht nehmen müssen und es wird in manchen Fällen richtiger sein, zwei benachbarte Maxima zu einem der Richtung nach dazwischen liegenden zusammenzuziehen. In Fig. 55 dürften die Diagramme 2 und 7, vielleicht auch noch andere, so zu deuten sein. Bei Diagramm 9 dagegen ist eine solche Zusammenziehung nicht tunlich, weil die vorspringenden Spitzen hier in die Zwischenrichtungen fallen. Hier handelt es sich offenbar um zwar zufällige, aber für die gemessenen Stellen reale Maxima.

η) Eine Probe.

Im ersten, beschreibenden Hauptteil der vorliegenden Arbeit suchten wir uns auf Grund der Verfolgung der einzelnen Falten ein Bild von dem Faltungszustand der ganzen Lessinischen Alpen zu machen, das zuletzt in einer Isohypsenkarte festgelegt wurde. In den bisherigen Kapiteln des zweiten Hauptteiles haben wir uns mit der statistischen Behandlung der Fallzeichen beschäftigt und das Faltungsdiagramm entwickelt, das uns auf diesem Wege eine einheitliche Vorstellung von dem Faltungszustand eines Gebietes vermitteln soll. Ganz von selbst erhebt sich nun die Frage, ob die auf diesen beiden Wegen gewonnenen Aussagen über die Gefaltetheit einer Region miteinander übereinstimmen, ob die zwischen ihnen etwa erkennbaren Verschiedenheiten

als zufällige oder als wesentliche, „systematische“ aufzufassen sind. Das Problem wurde schon in dem Kapitel über den allgemeinen Schichtabfall behandelt (vgl. S. 154), muß aber hier in etwas umfassenderer Weise noch einmal aufgenommen werden¹⁹⁾. Die gestellte Frage läßt sich auch so ausdrücken: Erhalten wir übereinstimmende Ergebnisse, wenn wir einerseits direkt aus den beobachteten Fallzeichen eines Gebietes ein Diagramm konstruieren und andererseits die zu einer Isohypsenkarte verarbeiteten Resultate der tektonischen Untersuchung in die Sprache der Fallzeichenstatistik übersetzen? (Daß man nicht auch umgekehrt vorgehen kann, leuchtet ein. Denn das Diagramm ist ein abstrakterer Ausdruck des Faltungszustandes als die Isohypsenkarte, und aus dem abstrakteren Ausdruck kann man den konkreteren nicht entwickeln.)

Zur Durchführung des Vergleiches eignet sich am besten die auf Tafel 1 dargestellte Isohypsenkarte der Obergrenze des Jura im nordöstlichsten Teil der Sieben Gemeinden (Blatt 5647/2 der österreichischen Karte 1:25.000). Wenn bei der Verfertigung dieser Figur auch die beobachteten Fallzeichen mitbenützt wurden, beruht sie doch ganz vorwiegend auf dem Verlauf des Ausstriches der Oberjuraschichten, also auf einem besonderen, von den Fallzeichen verschiedenen Tatsachenmaterial. Das genannte Gebiet ist deshalb für die geplante Untersuchung besonders günstig, weil es gut bekannt, und vor allem, weil es nur von wenigen, genau verfolgten Brüchen betroffen ist. Daß dies sehr wichtig ist, sahen wir schon bei der Untersuchung des allgemeinen Schichtabfalles. Es ist ja auch klar, daß das Vorhandensein unbekannter Brüche zu einer ganz falschen Vorstellung vom Verlauf der Isohypsen führen kann.

Vier Messungen des Einfallens am Westende der Col Meneghiniflexur wurden aus der empirischen Urliste ausgeschieden, weil hier Schichtüberkippungen und Überschiebungen eine zu große Rolle spielen — Erscheinungen, die sich in der Isohypsenkarte nicht entsprechend wiedergeben lassen. Die betreffenden Fallzeichen sind in Tafel 1, Fig. 1 durch Einklammern kenntlich gemacht. Auch die Schotterfläche von Marcesina wurde aus der ganzen Untersuchung ausgeschaltet, weil hier naturgemäß keine Beobachtungen an anstehendem Felsen möglich sind.

Das eingeschlagene Verfahren ist nun das folgende: Zunächst wurde aus den empirischen Fallzeichen des ausgewählten Gebietes (vgl. Tafel 1, Fig. 1) eine Urliste aufgestellt und aus dieser wurden alle charakteristischen Zahlenwerte nach den schon zur Genüge vorgetragenen Methoden entwickelt. Das empirische Diagramm zeigt Fig. 52 a. Dann wurde auf die Isohypsenkarte der Jura-Kreidegrenze ein Quadratnetz aufgelegt. Da die Anzahl der Quadrate der Anzahl der empirischen Fallzeichen gleich gemacht werden sollte, erhielt die Quadratseite eine Länge von 750 m. Möglichst in der Mitte jedes Quadrates wurde auf Grund der Isohypsen die Lagerung der Oberfläche des Tithon festgestellt und durch einen Pfeil mit beigesetztem Neigungswinkel bezeichnet²⁰⁾. So entsteht aus Fig. 2 die Fig. 3 der Tafel 1. Ich nenne diese Fallzeichen im Gegensatz zu den empirischen die konstruierten. Die Fallrichtung ist einfach senkrecht auf die Isohypsen. Die Einreihung der konstruierten Fallzeichen in die 16 Richtungsklassen wird durch einen kleinen, einfach herstellbaren Papiertransporteur sehr erleichtert. Er trägt 16 Strahlen, die die Grenzen der Richtungsklassen oder mit anderen Worten die dritten Nebengenden der Windrose bezeichnen. In der Mitte ist ein Ausschnitt von der Größe eines Quadrates auf der Karte. Beim Auflegen des Transporteurs auf die einzelnen Quadrate zeigt der in diese eingezeichnete Pfeil sofort, in welche Klasse das Fallzeichen gehört. Da die empirischen Fallzeichen auf die magnetische Nordrichtung bezogen sind, muß der quadratische Ausschnitt um den Betrag der magnetischen Deklination zur Zeit der Terrainarbeit gegen die 16 Strahlen verdreht werden, damit auch die Fallrichtungen der konstruierten Fallzeichen von magnetisch N aus gezählt sind. (Selbstverständlich hätte man auch die Quadrate selbst nach dem magnetischen Meridian orientieren können, was jedoch für die Zeichen-

¹⁹⁾ Ich verdanke die Idee zu dieser Untersuchung einer Anregung durch Herrn Hofrat E. Blaschke in Wien.

²⁰⁾ Diese Art der Darstellung anstatt der gewöhnlichen Fallzeichen wurde nur aus Raumgründen gewählt.

arbeit mit der Reißschiene weniger bequem gewesen wäre.) Der Fallwinkel ist nach der Formel leicht zu berechnen

$$\operatorname{tg} \varphi = 100 : d.$$

100 ist der senkrechte Abstand der Isohypsen voneinander, d bedeutet den horizontalen Abstand zweier benachbarter Höhenlinien, der — wie gesagt — immer möglichst nahe bei der Mitte jedes Quadrates genommen wird. Die Rechnung wird wieder mittels des Rechenschiebers ausgeführt. Folgende Überlegung erwies sich dabei als nützlich: Die Originalzeichnungen zu Tafel 1 sind im Maßstab 1 : 50.000 gehalten. Ist a die Zahl von Millimetern, die in der Richtung senkrecht auf die Höhenlinien zwischen zwei solchen Isohypsen abgelesen wurde, so entspricht ihr ein horizontaler Abstand in der Natur von $a \cdot 50.000 \text{ mm} = \frac{a}{2} \text{ km}$. Der vertikale Abstand der Isohypsen ist 1 km. Daher ist

$$\operatorname{tg} \varphi = 1 : \frac{a}{2} = 2 : a.$$

Vielfach ist man für die Ermittlung von a natürlich auf Schätzung angewiesen, besonders am Rand der Karte. Wo durch ein Quadrat gar keine Höhenlinie verläuft, wurde in der Regel die Neigung 0° angenommen. Es empfiehlt sich, die Berechnung von φ nicht für jedes Quadrat besonders auszuführen, sondern zuerst eine Tabelle für die vorkommenden Werte von a und φ auszuarbeiten, aus der man dann das φ für jedes Quadrat ablesen kann. Sie sei hier in verkürzter Form wiedergegeben.

Tabelle 66.

Zur Bestimmung der konstruierten Fallwinkel aus der Isohypsenkarte.

a in mm:	1	1·5	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
φ Graden:	63	53	45	34	27	22	18	16	14	13	11	10		
a in mm:	12—13		14—15		16—17		18—20		21—25		26—32		33—40	
φ Graden:	9		8		7		6		5		4		3	

Die in Tafel 1, Fig. 3 eingetragenen Fallwinkel sind auf diese Weise gewonnen. Weiter werden die konstruierten Fallzeilen genau so statistisch behandelt, wie die empirischen. Da ihre Verteilung über das untersuchte Gebiet aber keine zufällige, sondern eine streng regelmäßige ist, kann man den aus ihnen errechneten Werten auch keinen mittleren Fehler zuschreiben. Theoretisch sollte eine Verschiebung oder Verfeinerung des Quadratnetzes keine Änderung der gefundenen Zahlenwerte bewirken und praktisch wäre die Änderung jedenfalls nur sehr gering. Der mittlere Fehler ist ja ein Ausdruck dafür, daß die wirklichen Beobachtungen ungleichmäßig innerhalb der möglichen verteilt sein können, und eben dies wurde durch die Anwendung des Quadratnetzes verhindert.

Die aus den Fallzeilenkarten Tafel 1, Fig. 1 und 3 abgeleiteten Urlisten sind in den Tabellen 67 und 68 wiedergegeben.

Bei Betrachtung der Tabellen 67 bis 69 und der Fig. 52 fällt zunächst in die Augen, daß die Zahlenwerte in der empirischen Reihe viel höher als in der konstruierten sind. Das mittlere Einfallen ist dort gut 24° , hier nur $10\frac{1}{2}^\circ$. Die Differenz beträgt gerade $13\cdot5^\circ$. Ihr mittlerer Fehler ist in diesem Fall aus den oben angeführten Gründen einfach gleich dem mittleren Fehler des größeren der beiden Mittelwerte. Der Quotient Differenz : mittlerer Fehler ist also $7\cdot26$, d. h. es ist ganz unmöglich, den Unterschied als zufällig oder scheinbar aufzufassen. Die Erklärung dieser systematischen Verschiedenheit der beiden Reihen führt teils auf subjektive, teils auf objektive Gründe zurück. Die subjektiven wurden schon oft erwähnt. Es ist vor allem die Bevorzugung steiler Winkel bei der Messung im Terrain. Die objektiven beruhen darauf, daß die Iso-

Tabelle 67.
Die empirischen Fallzeichen der nordöstlichen Sieben Gemeinden.

	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
	20	30	20	48	20	5	17	30	15	30	10	10	20	20	15	18
	5	25	15	25	20	21	15		45		10	90	30	30	5	20
	15	25	20	20	24	50	45		20			90	90	6	12	18
	30	65	19	13	42	25	30		10			115	60	40	40	30
	20		10	50	34	20	40						45	13	34	22
	3		20		25	12	15						135	40	25	30
	6		6		13	14	15						50	20	50	25
	45				15	20	25						45	75	30	32
	16				15	36	15						60	70	40	18
	22				15		10						65	55	45	30
	20				30		20								25	35
	30				10		10								30	
	8						25								65	
	15														80	
															50	
															20	
q	255	145	110	156	263	203	282	30	90	30	20	305	600	369	566	278
ν	14	4	7	5	12	9	13	1	4	1	2	4	10	10	16	11

Tabelle 68²¹⁾.

Die auf Grund der Isohypsenkarte des Tithon konstruierten Fallzeichen des nordöstlichsten Teiles der Sieben Gemeinden.

	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
	4	18	14	6	4	4		25	2	6		4	4	†90	8	10
	8	7	10	8	4	9		34				5	*40	3	4	3
	3	14	9	4	5	11		14				*27	*20	*5	4	6
	15	11	14	7	9	5		8				*27	*40	*8	5	9
	18	4	3		6	7		3				*40	*34	*10	*18	5
	18	5	14		9	14		2						*50	*4	11
	22	13	3		6	4								4	*18	*16
	13		5			4								14	*6	*9
	8		5											13	4	*22
	10		9											*27	*5	11
	*16		4											*27	*9	4
	4		7											*45	*34	*22
	8		10											*25	*5	*14
	4		6											*18	5	*22
	6		9												5	10
	10		4												*9	*18
			8												*25	*11
																*10
																*18
																*27
																*10
																14
q	167	72	134	25	43	58	0	86	2	6	0	103	138	339	168	282
ν	16	7	17	4	7	8	0	6	1	1	0	5	5	14	17	22

21) † = Col Meneghiniflexur, * = Sieben Gemeindenflexur.

Tabelle 69.

Gegenüberstellung des empirischen und konstruierten Diagrammes des nordöstlichen Teiles der Sieben Gemeinden.

	1.		2.			3.		4.	5.	
	Empirische Reihe		Konstruierte Reihe			Konstruierte Reihe, auf die Winkel- summe der empiri- schen reduziert		Differenz der Spalten 1 u. 3	$D m$ dieser Diffe- renzen	
	q		q'	q	ν	q'	q	q'	q	
q_1	345 ± 98	18	17·9	169	17	8·8	385	20·0	- 40	0·41
q_2	175 ± 52	5	9·1	78	8	4·1	178	9·3	- 3	0·06
q_3	130 ± 69	9	6·8	134	17	7·0	306	15·9	- 176	2·55
q_4	461 ± 69	9	24·0	128	9	6·7	292	15·2	+ 169	2·45
q_5	863 ± 108	22	44·8	181	12	9·4	413	21·5	+ 450	4·17
q_6	572 ± 101	19	29·7	397	22	20·6	906	47·1	- 334	3·31
q_7	848 ± 124	29	44·1	168	17	8·7	383	19·9	+ 465	3·75
q_8	308 ± 80	12	16·0	368	28	19·1	839	43·6	- 531	6·63
$\Sigma \varphi$	3702 ± 286·5	154		1623	154		3702			
$\Sigma \varphi n$	24·04 ± 1·86		10·54			24·04				
$R (= R_3)$	2890·0 ± 223·2		1217·6			2777·3		+ 112·7		0·50
ψ	117° 39' ± 3° 37'		125° 33'			125° 33'		- 7° 54'		2·18
	50·11 ± 7·14		59·37			59·37		- 9·26		1·30

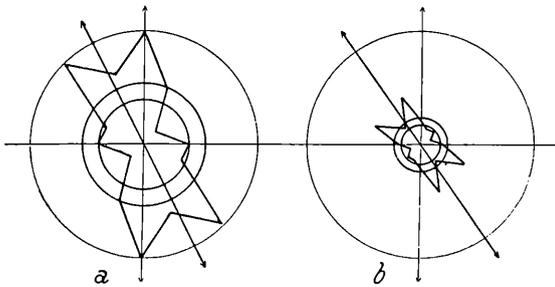


Fig. 52. a) empirisches und b) konstruiertes Faltungsdiagramm des nordöstlichsten Teiles der Sieben Gemeinden, im gleichen Maßstab gezeichnet.

hypsenkarte nur die Großformen der Tektonik gibt, alle kleinen Schichtverbiegungen aber vernachlässigt. Was auf ihr fast eben erscheint, kann in Wirklichkeit aus einer Unmenge von kleinen Falten bestehen und besteht in vielen Fällen tatsächlich daraus. (Vgl. die Kleinfaltung im Biancone.) Daß diese sekundären Falten hier nicht, wie es beim allgemeinen Schichtabfall gezeigt wurde (vgl. S. 155), ohne Einfluß sind, muß wohl nicht besonders dargelegt werden. Man braucht nur an eine Reihe kurzer stehender Falten zu denken, die in der Isohypsenkarte als horizontale Fläche erscheinen müßte und auch

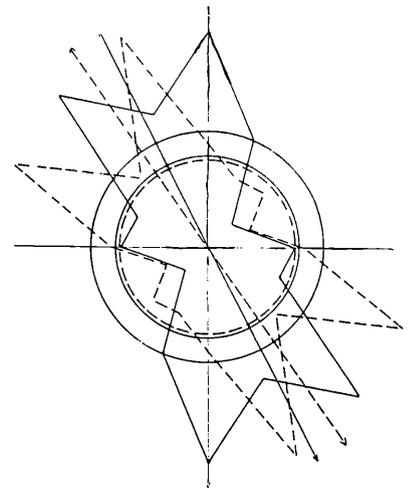


Fig. 53. Empirisches Faltungsdiagramm (voll ausgezogen) und konstruiertes Faltungsdiagramm (strichliert) des nordöstlichsten Teiles der Sieben Gemeinden, auf die gleiche Größe des Mittelkreises reduziert und in dasselbe Koordinatensystem übereinander gezeichnet. Maßstab für das empirische Diagramm 1 mm = 30°, für das konstruierte 1 mm = 13·15°.

den allgemeinen Schichtabfall 0° ergäbe, deren $\Sigma \varphi$ aber recht groß sein kann. Entgegengesetzt gerichtete Einfallen heben sich jetzt ja nicht auf. Dem Einfluß dieses objektiven Faktors dürfte es zuzuschreiben sein, daß der Unterschied zwischen dem aus den Fallzeichen abgeleiteten und dem aus dem Ausstreichen der Schichten gewonnenen Ausdruck für die Schichtaufrichtung in dem jetzigen Beispiel noch viel beträchtlicher ist, als auf S. 155.

Nach dem bisher Gesagten wäre es möglich, daß der Unterschied zwischen den beiden Reihen nur ein quantitativer — sozusagen eine Verschiedenheit des Maßstabes ist, wogegen das Verhältnis der Entwicklung der einzelnen Richtungsklassen ungefähr das gleiche wäre. Es müßte dann gelingen, das eine Diagramm durch Multiplikation mit einem konstanten Faktor in das andere überzuführen. Dies wurde in Spalte 3 der Tabelle 69 versucht. Die graphische Wiedergabe des Ergebnisses in Fig. 53 zeigt sofort, daß eine genügende Angleichung der beiden Diagramme auf diesem Weg nicht zu erreichen ist. Zur näheren Prüfung des Unterschiedes in der Form der Diagramme dient die Spalte 4 der Tabelle. Wir betrachten zuerst die charakteristischen Gesamtwerte (siehe die drei letzten Zeilen der Tabelle). Die Auswertung des mittleren Fehlers von ψ ergibt, daß dieser Winkel mit 99% Wahrscheinlichkeit auch bei starker Vermehrung der Messungen für die konstruierte Reihe größer erschiene, als für die empirische. Für den Interferenzfaktor ist die Wahrscheinlichkeit, daß der gefundene Unterschied dem Sinn nach real ist, 90%²²⁾ Bezüglich beider Werte bestünde also immerhin die Möglichkeit, daß sie für beide Reihen wesentlich gleich und nur infolge von Zufälligkeiten in der Verteilung der Beobachtungen scheinbar verschieden sind — wenn eine solche Annahme auch recht unwahrscheinlich ist. Es wäre deshalb wünschenswert, auch die Größe der einzelnen q zu vergleichen. Dazu wurde folgender Weg eingeschlagen: Wir kennen schon aus der Berechnung des mittleren Fehlers von $\Sigma \varphi : n$ die Streuung der Fallwinkel. In erster Annäherung werden wir annehmen dürfen, daß diese Streuung für alle Richtungsklassen gleich ist. Dann hat das mittlere Einfallen einer Richtungsklasse, $q : \nu$, den mittleren Fehler $\sigma : \sqrt{\nu}$ und der mittlere Fehler von q ist nach der schon wiederholt gebrauchten Überlegung (vgl. S. 167) gleich $\sigma \cdot \sqrt{\nu}$. Nach dieser Formel sind die mittleren Fehler in der ersten Spalte der Tabelle 69 abgeleitet. Das Ergebnis der Prüfung der Differenzen der empirischen und konstruierten q ist in der letzten Rubrik der Tabelle mitgeteilt. Man sieht aus ihr, daß die Wahrscheinlichkeit für die Realität der einzelnen Differenzen zwischen 52% und 100% schwankt. Die meisten der Unterschiede ließen sich einzeln betrachtet zur Not als zufällig ansehen. Eine solche Vorstellung wird aber ganz unhaltbar, wenn man alle acht Differenzen zusammen ins Auge faßt. Würde es sich um zufällige Abweichungen vom Wert 0 handeln, so müßte die Verteilung der einzelnen Abweichungen ungefähr der Fehlerkurve entsprechen. Innerhalb der Grenzen Differenz: $m = \pm 2$ müßten etwa 98% aller Abweichungen liegen. In Wirklichkeit finden wir innerhalb dieser Grenzen nur

²²⁾ Man könnte in den in der Tab. 69 angeführten mittleren Fehlern einen Widerspruch erblicken. Da die Größe i , wenn $\Sigma \varphi$ gleich bleibt, nur von R abhängt, wäre scheinbar zu erwarten, daß ein bestimmter zufälliger Fehler in der Ermittlung von i genau so wahrscheinlich ist, wie der ihm entsprechende Fehler in der Ermittlung von R . Die Rubrik 5 der Tabelle 69 zeigt, daß dies nicht zutrifft. Für andere Beispiele ergibt sich dasselbe. Verwendet man dagegen in unserem ersten Beispiel vom Westhang des Finocchio den mittleren Fehler von R , der auf S. 169 unter Benützung der Richtungsklassen allein — ohne Fallwinkelklassen — errechnet wurde, so ergibt sich fast dieselbe Wahrscheinlichkeit für eine angenommene Unrichtigkeit von R und die entsprechende Unrichtigkeit von i . Dies weist uns den Weg zur Aufklärung des ganzen Trugschlusses: Es ist offenbar unzulässig, $\Sigma \varphi$ und R als voneinander unabhängige Größen zu betrachten, so daß R sehr fehlerhaft sein könnte, während $\Sigma \varphi$ vollkommen richtig wäre. Ein Fehler von R entsteht durch zufällige Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der φ , und zwar teils in der Verteilung auf Größenklassen, teils in der Verteilung auf Richtungsklassen. Nur die zweite Unregelmäßigkeit beeinflusst $\Sigma \varphi$ nicht. Die Wahrscheinlichkeit eines Fehlers von i ist dagegen bedingt durch die Wahrscheinlichkeit einer Änderung von R ohne Änderung von $\Sigma \varphi$, also nur durch die Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der φ auf Richtungsklassen. Sie muß deshalb immer geringer sein, als die Wahrscheinlichkeit des entsprechenden Fehlers von R , wenn man $\Sigma \varphi$ — unerlaubtermaßen — konstant setzt.

zwei Differenzen, d. h. nur 25% der Gesamtzahl. Falls die von uns berechneten mittleren Fehler auch nur der allgemeinen Größenordnung nach richtig sind, geht daraus wohl mit Sicherheit hervor, daß die Unterschiede zwischen den q der beiden Reihen keine zufälligen im Sinne der Wahrscheinlichkeitsrechnung sind.

Welches sind nun die Gründe für diese Abweichungen? Auch hier können wir wieder subjektive oder richtiger beobachtungstechnische und objektive Momente unterscheiden. Zunächst ist es sehr möglich, wenn auch schwer genauer zu verfolgen, daß die Stärke der großen Falten und der kleinen Schichtverbiegungen in verschiedenen Richtungen nicht im gleichen Verhältnisse steht. Dadurch würde natürlich eine systematische Verschiedenheit der konstruierten Reihe, die nur die Großformen berücksichtigt, und der empirischen, die auch durch die kleinen Verknitterungen beeinflußt wird, hervorgerufen werden. Diese Verschiedenheit wäre sachlich vollständig begründet und könnte nicht etwa als ein Fehler der Fallzeichenmethode zur Bestimmung der Gefaltetheit betrachtet werden. Viel eher könnte man in der Berücksichtigung auch der kleinen Schichtverbiegungen einen besonderen Vorzug dieser Methode erblicken. Als subjektive Fehlerquelle käme — wie bei sehr vielen statistischen Untersuchungen — wohl hauptsächlich mangelhafte Unabhängigkeit der einzelnen Beobachtungen in Betracht. Wegen der Art, wie die Beobachtungen durch Begehung des Terrains gewonnen werden, ist es ja nicht zu vermeiden, daß die Messungen mehr oder weniger in Gruppen beisammenstehen. Solche Gruppen von Fallzeichen werden in sich trotz der großen Unregelmäßigkeit, auf die oben (S. 115) hingewiesen wurde, oft nach Richtung und Neigung ziemlich ähnlich sein. Die einzelnen Messungen sind dann durchaus nicht so unabhängig voneinander, wie etwa die aufeinander folgenden Züge aus einer jedesmal gut umgeschüttelten Urne. Wäre die Zahl der Beobachtungen sehr groß, so wäre das Bestehen solcher kleiner, zusammengehöriger Gruppen von Messungen ohne wesentlichen Einfluß. Da die Anzahlen ν aber durchwegs recht klein sind, kann durch diese Verhältnisse der empirische Wert von q : ν leicht in einem Grad vom wahren Mittelwert abweichen, der bei reinem Walten des Zufalles außerordentlich unwahrscheinlich wäre. Ferner scheint aber auch das, was ich weiter oben (S. 198) als die Bevorzugung der Hauptweltgegenden vorgeführt habe, nicht ohne Einfluß auf die Verschiedenheit der beiden Reihen zu sein. Betrachtet man die Klassen 5 bis 8, so fällt auf, daß auf die Hauptgegenden und ersten Nebengegenden in der empirischen Reihe zu große, auf die Zwischenrichtungen aber zu kleine Winkelsummen fallen. Wenn man bedenkt, daß R und ψ der beiden Diagramme nicht sehr stark verschieden sind, erscheint es wahrscheinlich, daß durch die erwähnte Art von Beobachtungsfehler viele kleine Verschiebungen von Fallzeichen in eine benachbarte Klasse eingetreten sind, die große Unterschiede zwischen den einzelnen q verursacht haben, sich in ihrer Wirkung auf die Diagrammachse aber größtenteils aufheben. Übrigens wäre es ja auch möglich, daß statt der einheitlichen Hauptfaltungsrichtung in NNW—SSO, die die konstruierte Reihe zeigt, tatsächlich zwei Faltungen in den Richtungen N und NW vorhanden sind, deren Zusammenwirken einen allgemeinen Schichtabfall nach einer intermediären Richtung erzeugt, der allein in der Isohypsenkarte zum Ausdruck kommt. Wie groß der Einfluß jeder dieser Ursachen auf die Verschiedenheit der empirischen und konstruierten Fallzeichenreihe ist, läßt sich gegenwärtig kaum entscheiden. Dazu wäre vor allem eine ausgiebige Vermehrung der Beobachtungen notwendig. Dagegen kann die Bedeutung einer anderen Fehlerquelle, nämlich der ungleichen Dichte der Fallzeichen in den einzelnen tektonischen Abschnitten der Karte, genauer erfaßt werden. Wir brauchen dazu nur die weiter oben (S. 193) auseinandergesetzte tektonische Ausgleichungsmethode anzuwenden. Um die schon berechneten mittleren Fehler weiter benützen zu können, wurde dabei ein etwas abweichender Weg eingeschlagen. Anstatt die empirische Fallzeichenreihe auszugleichen, wurde das Gewicht der konstruierten Fallzeichen in den einzelnen tektonischen Einheiten entsprechend der Fallzeichendichte in der empirischen Karte vermehrt, d. h. die Dichte der Beobachtungen wurde in der konstruierten Karte ebenso ungleichmäßig wie in der empirischen gemacht. Die Grundlage der Rechnung zeigt folgende Tabelle:

Tabelle 70.

	Col Meneghini-Flexur	Sieben Gemeinden-Flexur	Rest der Berggruppe
Fläche in km^2	1	20	68
Anzahl der empirischen Fallzeichen	4	43	107
Fallzeichendichte	4	2·15	1·574
Anzahl der konstruierten Fallzeichen	1	40	113
Fallzeichendichte	1	2	1·663
Verhältnis der beiden Anzahlen	4	1·075	0·948
Gewicht eines konstruierten Fallzeichens	4·225	1·136	1

Man bemerkt, daß — infolge der relativ bedeutenden Größe der Quadrate — die Dichte auch bei den konstruierten Fallzeichen nicht in allen Abschnitten der Karte gleich ist. Allerdings sind die Unterschiede viel geringer, als bei den empirischen Fallzeichen. Wenn die beiden Reihen streng vergleichbar sein sollen, muß jede der drei tektonischen Einheiten in beiden Fällen gleich stark berücksichtigt werden. Dies wird eben durch eine Differenzierung im Gewicht der Fallzeichen erreicht. Um die Rechnung zu vereinfachen, wurden die Gewichte in der letzten Zeile der Tabelle so gewählt, daß die zahlreichste Gruppe von Fallzeichen aus der Urliste unverändert übernommen werden kann. In der Tabelle 68 wurden die den beiden Flexuren angehörigen Fallwinkel durch Zeichen kenntlich gemacht. Der weitere Gang der Rechnung versteht sich von selbst. Man bildet innerhalb jeder Richtungsklasse für die einzelnen tektonischen Einheiten gesonderte Winkelsummen, multipliziert mit den entsprechenden Gewichten und addiert die Teilprodukte. Das Ergebnis der Rechnung zeigt die Tabelle 71, deren Zahlen wieder auf die Winkelsumme von 3702° reduziert sind.

Tabelle 71.

Diagrammtabelle der konstruierten Fallzeichen der nordöstlichsten Sieben Gemeinden nach Angleichung der Häufigkeiten an die empirischen Fallzeichen.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	0	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
q	313	143	246	258	365	1312	341	724
q'	16·3	7·4	12·8	13·4	19·0	68·2	17·7	37·6
Diff.	+ 32	+ 32	− 116	+ 203	+ 498	− 740	+ 507	− 416
$D m$	0·33	0·62	1·68	2·94	4·62	7·33	4·08	5·19

Unter „Diff.“ sind wieder die Unterschiede gegenüber dem empirischen Diagramme angegeben. Die charakteristischen Werte sind nun folgende:

Tabelle 72.

Die charakteristischen Werte des Diagrammes Tabelle 71, verglichen mit dem empirischen Diagramm.

		Diff.	$D m$
R	2920·3	− 30·3 ± 223·2	0·14
ψ	122° 52'	− 5° 13' ± 3° 37'	1·44
	47·74	+ 2·37 ± 7·14	0·33

Es zeigt sich, daß der Unterschied der einzelnen q durch die Angleichung der Fallzeichendichten der beiden Reihenteils vergrößert, teils verkleinert, die Übereinstimmung in dieser Beziehung aber im ganzen

nicht verbessert wurde. (Die Summe der acht $D:m$ ist in Tabelle 69 23·33, in Tabelle 71 26·79). Das liegt offenbar an der zu geringen Zahl von Messungen in den einzelnen Kartenabschnitten, die sich natürlich besonders stark geltend macht, wenn einzelnen dieser Messungen ein sehr hohes Gewicht beigelegt wird. Man beachte beispielsweise, daß die ganze Col Meneghini-Flexur nur ein einziges Fallzeichen enthält, das vier empirische Fallzeichen zu vertreten hat. Dieses Fallzeichen ist gewiß nur ein sehr roher Ausdruck der Zeichnung in der Isohypsenkarte. Dagegen sind die Unterschiede der charakteristischen Gesamtwerte merklich vermindert und können nun bei Berücksichtigung der mittleren Fehler als unwesentlich bezeichnet werden, ein Zeichen, daß die Diagramme einander durch die Angleichungsrechnung in ihrem Gesamtcharakter doch näher gebracht wurden. Es ist dies gleichzeitig ein Beleg für die Nützlichkeit dieser Gesamtwerte, die gewisse grundsätzliche Übereinstimmungen und Unterschiede von Diagrammen eben doch viel besser herausstellen, als man sie bei direktem anschaulichen Vergleich der einzelnen Diagrammstrahlen erfassen könnte.

Anhangsweise sei hier noch eine kurze Untersuchung erwähnt, zu der ich nur durch Zufall gelangt bin, die aber geeignet scheint, auf das Wesen des Diagrammes einiges Licht zu werfen. Ich hatte nämlich anfangs bei der eben vorgeführten Rechnung zu berücksichtigen vergessen, daß die Quadrate der Isohypsenkarte nach dem astronomischen, die empirischen Fallzeichen aber nach dem magnetischen Meridian orientiert sind. Ich erhielt daher ein nach astronomisch Nord orientiertes konstruiertes Diagramm. Dieses war zum Vergleich mit dem empirischen natürlich nicht brauchbar. Dagegen ist es nicht ohne Interesse, zu sehen, ob durch diese zufällige Verschiedenheit in der Lage des Koordinatensystems die charakteristischen Werte merklich verändert werden. Ich gebe zuerst das Diagramm selbst, dann seine charakteristischen Werte. „Diff.“ bedeutet in der Tabelle 74 den Unterschied gegenüber dem nach magnetisch Nord orientierten konstruierten Diagramme. (Vgl. Tabelle 69, Spalte 2.)

Tabelle 73.

Diagrammtabelle der konstruierten Fallzeichen der nordöstlichen Sieben Gemeinden, auf Grund der astronomischen Weltgegenden.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW
q	175	129	144	44	256	389	161	325
q'	9·1	6·7	7·5	2·1	13·4	20·2	8·4	16·9

Tabelle 74.

Die charakteristischen Werte des Diagrammes Tabelle 73, verglichen mit dem auf Grund der magnetischen Weltgegenden konstruierten (Tabelle 69, Spalte 2).

		Diff.
R	1200·8	16·8
ψ	127° 58'	
$\psi - 8^\circ 30'$	119° 28'	6° 5'
	62·65	3·28

Wir haben oben gesehen, daß wir den charakteristischen Werten der konstruierten Diagramme keinen mittleren Fehler zuschreiben können. Würde es sich aber um empirische Diagramme handeln, so wäre die Größe der mittleren Fehler jedenfalls ähnlich, wie in den Tabellen 56 und 69. Die Differenzen in der Tabelle 74 liegen durchaus innerhalb jener Grenzen, daß wir sie als zufällige Abweichungen auffassen können. Sie zeigen

uns aber auch ihrerseits, daß wir in der Ausdeutung kleiner Verschiedenheiten der Diagramme nicht zu weit gehen dürfen, wenn solche schon durch die mit dem Bau der Gegend in gar keinem Zusammenhang stehende Lage des Koordinatensystems hervorgerufen werden können.

d) Übersicht des Faltungszustandes des nördlichen Teiles der Lessinischen Alpen.

Das Faltungsdiagramm, wie es in den vorhergehenden Kapiteln entwickelt wurde, ermöglicht es, den Faltungszustand des ganzen neu kartierten Teiles der Lessinischen Alpen zahlenmäßig und graphisch darzustellen. Da Richtung und Intensität der Faltung sich innerhalb des Gebietes mehrfach ändern, hätte es wenig Wert, für die ganzen nördlichen Lessinischen Alpen ein einheitliches Diagramm zu bilden. Es ist viel lehrreicher, für kleinere Geländeabschnitte, z. B. für jede einzelne Berggruppe, die in der Einleitung (S. 2) unterschieden wurde, ein besonderes Diagramm zu berechnen und diese dann entsprechend der gegenseitigen Lage der Berggruppen nebeneinander zu zeichnen, wie es in Fig. 55 geschehen ist. Die charakteristischen Werte der zehn Gebietsabschnitte sind außerdem in Tabelle 75 zusammengestellt. Nur wenige Bemerkungen sind zu dieser Tabelle und Figur notwendig. Zunächst sei noch einmal daran erinnert, daß die Fallzeichen und daher auch die Diagramme nach magnetisch Nord orientiert sind, wie dies ja übrigens in der Figur unmittelbar zu sehen ist. Die Messungen innerhalb des Phyllites, im nördlichen Teil der Lavarone- und Scanucchiogruppe, wurden nicht berücksichtigt, weil es nicht sicher ist, wie viel von diesen Schichtaufrichtungen derselben Gebirgsbildung angehört, wie die Falten im Bereich des Mesozoicums. Die Fallzeichendichte wurde in allen Berggruppen, die von Flexuren durchzogen werden, nach der tektonischen Teilungsmethode ausgeglichen. Der Unterschied in der Dichte der Messungen zwischen den einzelnen tektonischen Elementen ist zwar in mehreren Fällen sehr gering. Der Gleichförmigkeit halber wurde die Rechnung aber stets durchgeführt. Nur vier Fallzeichen am äußersten Westende der Lavaroneflexur, die in den Bereich des Finocchio fallen, schienen zu unwichtig und bezüglich ihrer Abgrenzung zu zweifelhaft, um eine besondere Rechnung zu rechtfertigen. Die Zahl, durch die $\Sigma \varphi$, R und Y_1 dividiert wurde, um die Werte der Tabelle zu erhalten, ist dann, wenn die Fallzeichendichte ausgeglichen wurde, natürlich n''' und nicht n selbst (vgl. S. 194).

In der Zeichnung Fig. 55 tritt die Änderung des Faltungszustandes von O gegen W deutlich hervor. Wir haben im östlichen Teil der Sieben Gemeinden zunächst ein Gebiet (Berggruppe 1 und 2, das Kempelplateau im weitesten Sinne), in dem die Faltung relativ schwach und — im Zusammenhang mit dem Zuendegehen der Sieben Gemeindenflexur — deutlich gegen SO abgelenkt ist. Am mittleren Teil der Skizze ist die Faltungsintensität am größten; die Richtung schwankt um N—S. Im W nimmt die Stärke der Faltung wieder merklich ab. Die judikarische Faltungsrichtung macht sich bemerkbar und gewinnt schließlich im Finocchio entschieden das Übergewicht. Im Diagramm des Scanucchioplateaus ist sie viel schwächer ausgedrückt. Der westlichste Teil dieser Berggruppe ist zwar schon echt judikarisch gebaut, aber diese relativ kleine Fläche kommt in dem Diagramme, das die ganze Gruppe umfaßt, nicht sehr stark zur Geltung. Um solche Details zu berücksichtigen, wäre es notwendig, das Gebiet weiter unterzuteilen, wozu aber eine viel größere Dichte der Messungen erforderlich wäre.

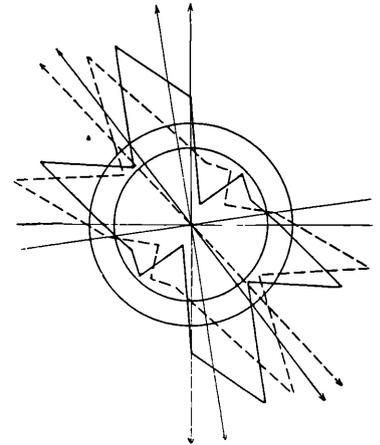


Fig. 54. Konstruiertes Faltungsdiagramm des nordöstlichsten Teiles der Sieben Gemeinden, nach astronomisch Nord orientiert (voll ausgezogen) und nach magnetisch Nord orientiert (strichliert). Maßstab $1 \text{ mm} = 15^\circ$. Die beiden Interferenzkreise stimmen so nahe überein, daß sie in der Zeichnung nicht getrennt werden können.

Tabelle
Übersicht des Faltungszustandes der einzelnen

Berggruppe	Fläche in km ²		$\Sigma \varphi$	ψ	R
1. Lissergruppe	75	105	20° 44' = 20° 26'	123° 54'	15° 86' = 15° 52'
2. Kempelplateau samt Melettagr.	232	232	15° 49' = 15° 29'	126° 17'	10° 88° = 10° 53'
3. Verenalplateau	80	127	21° 48° = 21° 29'	100° 2'	16° 68° = 16° 41'
4. Manderiolplateau .	50	101	24° 37° = 24° 22'	79° 9'	19° 36° = 19° 22'
5. Tonezzaplateau	35	44	29° 57° = 29° 34'	59° 24'	22° 93° = 22° 56'
6. Lavaroneplateau	72	192	29° 90° = 29° 54'	94° 10'	25° 04° = 25° 2'
7. Campomolonplateau	138	131	17° 32° = 17° 22'	120° 0'	12° 93° = 12° 56'
8. Scanucchiplateau	121	113	29° 13° = 29° 8'	103° 40'	21° 43° = 21° 26'
9. Pasubioplateau (nördl. Teil)	75	73	14° 84° = 14° 50'	139° 52'	10° 48° = 10° 29'
10. Finocchio.	48	155	29° 62° = 29° 37'	150° 9'	22° 22° = 22° 13'

Bei Betrachtung der Tabelle 75 liegt es nahe, die Frage zu stellen, ob denn die charakteristischen Werte der Diagramme sich von Berggruppe zu Berggruppe ganz unabhängig voneinander ändern, oder ob zwischen ihnen eine Korrelation erkennbar ist. Das $\Sigma \varphi$, R und Y_1 miteinander im Zusammenhang stehen, ist selbst-

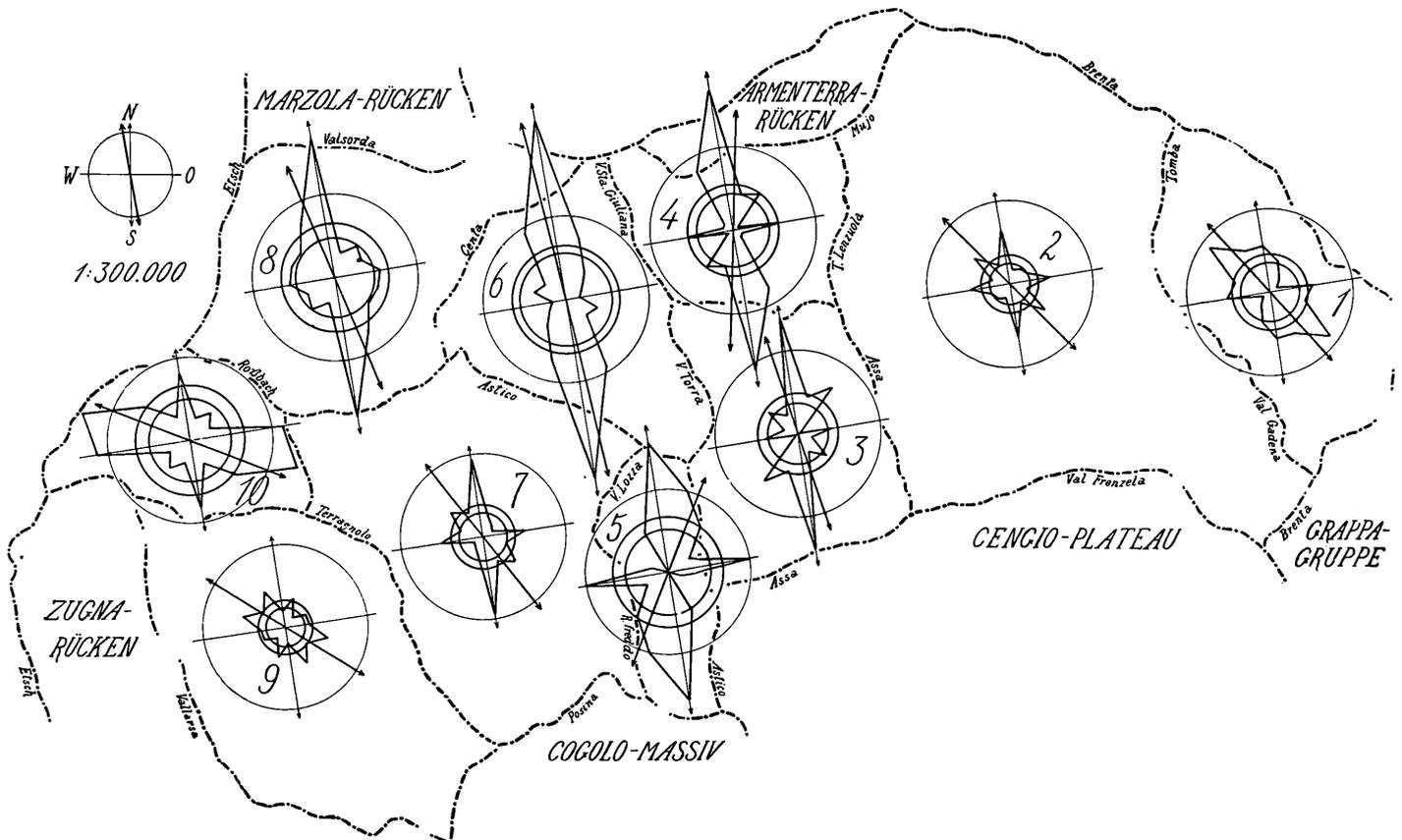


Fig. 55. Graphische Darstellung des Faltungszustandes der nördlichen Lessinischen Alpen durch Diagramme. Maßstab der Diagrammkreise: 1 mm = 4°. Die Fallzeichendichten sind nach der tektonischen Teilungsmethode ausgeglichen.

- | | |
|--------------------------------------|-----------------------|
| 1 = Lissergruppe. | 6 = Lavaroneplateau |
| 2 = Kempelplateau und Melettagruppe. | 7 = Campomolonplateau |
| 3 = Verenalplateau. | 8 = Scanucchiplateau |
| 4 = Manderiolplateau. | 9 = Pasubioplateau |
| 5 = Tonezzaplateau. | 10 = Finocchio. |

75.

Berggruppen der nördlichen Lessinischen Alpen.

Y_1		H	N_1	N_2	N_3
13·55° = 13° 33'	51·48	NW—SO	NNW—SSO	N—S	O—W
9·81° = 9° 49'	75·46	N—S	NW—SO	O—W	
16·38° = 16° 23'	51·32	N—S	NW—SO		
19·01° = 19° 1'	46·18	N—S	NNW—SSO	O—W	
20·55° = 20° 33'	51·70	N—S	NNO—SSW	O—W	
24·99° = 24° 59'	34·61	N—S	NNW—SSO	NNO—SSW	
11·76° = 11° 46'	60·70	N—S	O—W	NW—SO	
20·82° = 20° 49'	64·16	N—S	NNW—SSO		
9·23° = 9° 14'	74·10	WNW—OSO	NNW—SSO	NNO—SSW	
15·55° = 15° 33'	59·42	WNW—OSO	O—W	N—S	NW—SO

verständlich. Interessant ist dagegen das Verhältnis des Interferenzfaktors zu anderen Werten. Gehen wir von der Idee aus, daß die eigentliche Hauptfaltungsrichtung des Gebietes die nord-südliche ist, so wäre zu vermuten, daß i dort zunimmt, wo die Diagrammachse infolge Auftretens einer Nebenfaltung stark aus der N-S-Richtung heraus gedreht ist. Es müßte also eine Korrelation zwischen dem absoluten Wert von $\psi - 90^\circ$ und i bestehen, jedoch mit Ausnahme der Gebiete, wo das judikarische Streichen schon ganz das Übergewicht erlangt hat, wie im Finocchio. Diese Berggruppe werden wir deshalb ausschalten²³⁾. Da die Zahl der untersuchten Fälle nur neun beträgt, berechnen wir den Bravais'schen Korrelationskoeffizienten ohne Klasseneinteilung nach der von Johannsen (S. 340) dargestellten Methode. Wir fassen die Richtung der Diagrammachse als die supponierte Eigenschaft, den Interferenzfaktor als die relative Eigenschaft auf. Dann erhalten wir folgende Tabelle:

Tabelle 76.

Korrelation zwischen der Richtung der Diagrammachse und dem Interferenzfaktor.

Nummer der Berggruppe	$X = \pm(\psi - 90)$	$Y =$	D_x	D_y	$D_x D_y$		D_x^2	D_y^2
					+	-		
1	33·90	51·48	+ 9·526	- 5·154		49·10	90·74	26·56
2	36·28	75·46	+ 11·906	+ 18·826	224·15		141·75	354·42
3	10·03	51·32	- 14·344	- 5·314	76·22		205·75	28·24
4	10·85	46·18	- 13·524	- 10·454	141·38		182·90	109·28
	30·60	51·70	+ 6·226	- 4·934		30·72	38·76	24·34
6	4·17	34·61	- 20·204	- 22·024	444·98		408·21	485·07
7	30·00	60·70	+ 5·626	+ 4·066	22·88		31·65	16·53
8	13·67	64·16	- 10·704	+ 7·526		80·56	114·57	56·64
9	49·87	74·10	+ 25·496	+ 17·466	445·31		650·04	305·06
	219·37	509·71			1354·92	160·38	1864·37	1406·14
					160·38		= ΣD_x^2	= ΣD_y^2

$$1194·54 = \Sigma D_x D_y$$

$$M_x = 219·37 : 9 = 24·374$$

$$M_y = 509·71 : 9 = 56·634$$

²³⁾ Vielleicht wäre es richtig gewesen, auch die Lissergruppe auszuschneiden.

$$r = \frac{\sum D_x D_y}{n \sigma_x \sigma_y} = (\sum D_x D_y) : n \cdot \sqrt{\frac{\sum D_x^2}{n}} \sqrt{\frac{\sum D_y^2}{n}} = \sum (D_x D_y) : \sqrt{(\sum D_x^2) \cdot (\sum D_y^2)} =$$

$$= 1194 \cdot 54 : \sqrt{1864 \cdot 37 \cdot 1406 \cdot 14} = 0 \cdot 7377$$

$$m_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}} = \frac{1 - 0 \cdot 5442}{3} = 0 \cdot 1519$$

$$r = 0 \cdot 7377 + 0 \cdot 1519$$

$$r \cdot m_r = 4 \cdot 86.$$

Trotz der geringen Anzahl der verglichenen Gebietsabschnitte erscheint die fragliche Korrelation also vom statistischen Standpunkte aus als gesichert. Um dieses Ergebnis richtig zu verstehen, muß man sich folgendes vor Augen halten: So lange eine vorherrschende nord-südliche Komponente im Diagramme vorhanden ist, wird jede Drehung der Hauptachse eine Zunahme des Interferenzfaktors bewirken, weil dadurch die Projektion der N-S-Komponente auf die Achse verkürzt wird. Umgekehrt könnte i aber auch ohne Drehung der Achse zunehmen, wenn sich im Diagramme Nebenrichtungen entwickelten, die in Bezug auf den Meridian symmetrisch verteilt wären. Käme der Wert von i vorwiegend auf diese Art zustande, so wäre keine deutliche Korrelation mit der Richtung der Achse zu erwarten. Daraus, daß eine solche nachweisbar ist, geht hervor, daß die Abweichungen des Einfallens von der N-S-Richtung in jeder Berggruppe zum überwiegenden Teil einseitig erfolgen, so daß sie eine Drehung der Diagrammachse mit sich bringen. Sie scheinen also nicht auf lokal sehr beschränkte, zufällige Ursachen zurückzugehen, weil solche wohl nach beiden Seiten gleichmäßig wirken müßten. Doch wird man andererseits keineswegs behaupten können, daß alle Abweichungen auf die ausklingende judikarische Faltung zurückzuführen sind. Denn dann wäre wohl zu erwarten, daß die Diagrammachse stets gegen SO abgelenkt ist, was nicht zutrifft. Man kann nur sagen, daß die Abweichungen vom ost-westlichen Streichen in der Regel größere Gebietsabschnitte im selben Sinn betreffen, ohne doch ganze Berggruppen vollständig zu beherrschen. Die judikarische Faltung und das Ostende der Sieben Gemeindenflexur sind besonders auffallende Beispiele für eine solche einheitliche Ablenkung. Wenn abgelenkte Faltenstücke zusammen mit ost-westlich streichenden in derselben Berggruppe auftreten, muß sich natürlich ein großer Interferenzfaktor ergeben.

Eine andere Beziehung, die man aus der Figur und der Tabelle ablesen kann, ist die, daß die Interferenz um so geringer ist, je größer die absolute Stärke der Faltung ist. Fassen wir i als eine Funktion von $(\sum \varphi) : n$ auf, so finden wir

$$r = -0 \cdot 6087 \pm 0 \cdot 1991 \quad r : m_r = 3 \cdot 06. \quad (\text{Vgl. auch S. 225.})$$

Das heißt also, zunehmende Stärke der Faltung äußert sich vorwiegend in der Hauptrichtung, während die abweichenden Richtungen relativ in der Entwicklung zurückbleiben²⁴⁾. Auch darin könnte man einen Hinweis auf die Selbständigkeit der Faltungsrichtungen voneinander erblicken. Doch läßt sich gewiß auch die Annahme verteidigen, daß eine starke Faltung weniger leicht, als eine schwache, abzulenken ist.

Auf noch wichtigere Beziehungen des Interferenzfaktors zu anderen tektonischen Merkmalen kommen wir weiter unten zurück.

e) Die Beziehungen zwischen Fallrichtung und Fallwinkel.

Im Verlauf der letzten Kapitel wurde schon öfter die Frage gestreift, ob die Steilheit der Schichtneigung in den einzelnen Berggruppen für alle Richtungsklassen gleich oder merklich verschieden ist und ob sich viel-

²⁴⁾ Wie der genauere Gang der Rechnung zeigt, sind die einzigen größeren Ausnahmen von der Regel, wonach eine mehr als mittlere Faltungsstärke mit einer unterdurchschnittlichen Interferenz verbunden ist, die Lisser-, die Scanucchio- und die Finocchiogruppe. Dies ist wohl kein Zufall.

leicht eine gesetzmäßige Beziehung zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen der dieser Richtung angehörigen Fallzeichen auffinden läßt. (Vgl. die Ausführungen über die verschiedenen Arten, die Gefaltetheit zu messen [S. 128] und über den mittleren Fehler von i [S. 177].) Hier soll nun diese Frage etwas eingehender untersucht werden. Die Methode dazu ist die gleiche, wie sie soeben zur Prüfung des Zusammenhanges zwischen der Interferenz und anderen Eigenschaften des Faltungsdiagrammes verwendet wurde. Im einzelnen kann auf mehrfach verschiedenem Weg vorgegangen werden.

Entweder man gründet die Untersuchung auf die einzelnen Fallzeichen. Dann erscheint als die relative Eigenschaft sinngemäßer Weise der Fallwinkel. Die supponierte Eigenschaft ist die Fallrichtung. Da diese für die Durchführung der Rechnung durch eine Zahl ausgedrückt werden muß, hat man sie als Abweichung von einer bestimmten Ausgangsrichtung zu definieren. Die Ausgangsrichtung wird man natürlich nicht willkürlich wählen dürfen, sondern sie muß aus der Tektonik des Gebietes entnommen werden. Wir haben bereits verschiedene Methoden kennen gelernt, wie man eine solche Hauptrichtung bestimmt. Darauf soll sogleich näher eingegangen werden.

Man kann als die Individuen der Korrelationsberechnung aber auch die ganzen Richtungsklassen auffassen. Die relative Eigenschaft ist dann stets das mittlere Einfallen der Klasse. Die supponierte Eigenschaft kann man verschieden wählen. Man könnte sie beispielsweise durch den Wert ν bestimmen und fragen: Zeigt sich ein Zusammenhang zwischen der Häufigkeit einer Fallrichtung und der durchschnittlichen Steilheit des Einfallens in dieser Richtung? Man kann aber auch wieder die Fallrichtung selbst zur supponierten Eigenschaft machen. Tut man dies — sei es nun unter Verwendung der einzelnen Fallzeichen oder der Richtungsklassen als Varianten — so wird man stets eine Vorfrage zu erledigen haben, nämlich die, ob man die Abweichungen von der gewählten Hauptrichtung bis 180° oder nur bis 90° zählen soll, mit anderen Worten, ob man bei der Untersuchung der Korrelation entgegengesetzte Richtungen als verschieden oder als gleich auffassen soll. Wenn dieses zutrifft, so können wir der Korrelationsberechnung die eine Hälfte eines Faltungsdiagrammes zugrunde legen, gilt aber jenes, so müssen wir auf das Halbdigramm zurückgehen. A priori läßt sich die Frage nicht entscheiden. Es bleibt vielmehr nichts übrig, als fallweise zu prüfen, nach welchem Verfahren sich die deutlichere Korrelation ergibt. Zur Orientierung darüber wird eine graphische Darstellung die besten Dienste bieten. (Vgl. Fig. 56.) Man trägt die Richtungen als Abszissen und die zugehörigen mittleren Fallwinkel als Ordinaten auf. Nähert sich die so entstehende Kurve einer horizontalen Geraden, resp. bei der Darstellung mit Kreiskoordinaten einem Kreis, so ist keine deutliche Korrelation vorhanden. Zeigt sie zwei deutliche Maxima, die um 180° voneinander abstehen, so sind die Abweichungen nur bis 90° zu zählen. Ergibt sich aber nur ein Maximum, dann müssen die Abweichungen von der Hauptrichtung aus jederseits bis zur Gegenrichtung weitergezählt werden. (Selbstverständlich sind im Falle der Verwendung geradliniger Koordinaten zwei etwa zufällig an den Enden einer Kurve, die nur ein Minimum hat, auftretende Maxima als identisch anzusehen.)

Man könnte meinen, daß die Berechnung der Korrelation auf Grund der ganzen Richtungsklassen deshalb minder brauchbar ist, weil die Anzahl der Varianten dann mit der Menge der Beobachtungen nicht zunimmt, die Zahl n aber für die Größe des mittleren Fehlers des Korrelationskoeffizienten von entscheidender Bedeutung ist. Scheinbar würde also die Sicherheit der Feststellung einer Korrelation nicht größer, wenn man die Beobachtungen vermehrt. Bei näherer Überlegung zeigt sich jedoch, daß in unserem Falle die einzelnen Varianten selbst schon Mittelwerte sind, die sich mit der Vermehrung der Beobachtungen immer mehr dem wahren mittleren Einfallen der Klassen nähern. Falls eine Korrelation wirklich vorhanden ist, wird deshalb der gesetzmäßige Zusammenhang zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen um so strenger hervortreten, je größer die Zahl der Beobachtungen ist. Dadurch wird r größer und $1 - r^2$ kleiner, die Korrelation also auch in diesem Falle immer sicherer. In der Tat ergibt auch die praktische Rechnung, daß die Deutlichkeit

der Korrelation bei dieser Art ihrer Bemessung nicht geringer erscheint, als bei der anderen. Ein wirklicher Nachteil der Methode liegt darin, daß die auf Grund einer meist sehr verschiedenen Zahl von Messungen gebildeten mittleren Einfallen der Richtungsklassen als gleichwertig behandelt werden. Aus der ganzen vorstehenden Überlegung entnehmen wir auch noch, daß die Korrelation zwischen Fallrichtung und einzelнем Fallwinkel grundsätzlich etwas anderes ist, als die zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen. Während jene von der Zahl der Beobachtungen unabhängig ist und mit der Vermehrung der Messungen nur genauer bestimmt wird, nimmt diese mit der Zahl der Beobachtungen zu und würde sich schließlich dem Wert 1 nähern, falls die Beziehung eine streng lineare wäre.

Als erstes Beispiel wählen wir am besten ein solches, bei dem beträchtliche Unterschiede im mittleren Einfallen der Klassen vorhanden sind. Dies gilt z. B. für die Sieben Gemeindenflexur, von der wieder der Abschnitt zwischen Astico und Gadena-Tal betrachtet werden soll. Aus der Urliste Tabelle 29, S. 142, erhält man folgende Aufstellung über das mittlere Einfallen der Richtungsklassen.

Tabelle 77.

Das mittlere Einfallen der Fallrichtungsklassen der Sieben Gemeindenflexur zwischen Astico und Gadenatal.

Richtung	O	ONO	NO	NNO	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSO	SO	OSO
q	0	90	0	0	5	20	10	0	0	45	155	210	1603	360	700	50
	0	2	0	0	1	1	1	0	0	1	5	4	36	10	20	2
$\frac{q}{v}$		45			5	20	10			45	31		45	36	35	25

$$\Sigma q \quad n' = 3248 : 83 = 39.$$

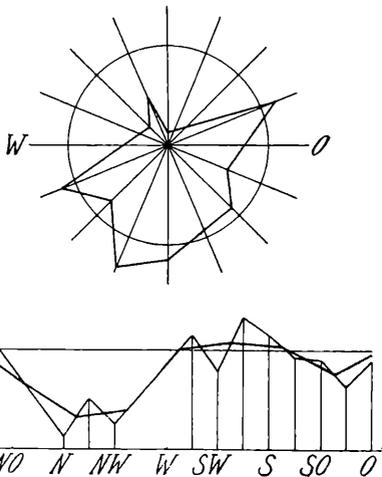


Fig. 56. Graphische Darstellung des Zusammenhangs zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen für den mittleren Teil der Sieben Gemeindenflexur vom Astico- bis zum Gadenatal, oben mit Polarkoordinaten, unten mit gewöhnlichen Koordinaten. Über die Art der Ausgleichung der unteren Kurve siehe den Text.

Die graphische Darstellung dieser Tabelle zeigt Fig. 56. In der oberen Zeichnung wurden die mittleren Einfallen einfach auf die Fallrichtungen aufgetragen. Der mitgezeichnete Kreis stellt den Wert $\Sigma q \quad n'$ dar. In der unteren Zeichnung sind geradlinige Koordinaten verwendet. Der Wert $\Sigma q : n'$ erscheint jetzt als eine horizontale Gerade. Eine einfache Ausgleichung der sich ergebenden stark unregelmäßigen Kurve erhält man, wenn man in der Mitte jeder zweiten Richtungsklasse eine Senkrechte zieht und die Schnittpunkte dieser Normalen mit der ursprünglichen Kurve zu einer neuen Kurve verbindet. (Man nimmt dabei an, daß das mittlere Einfallen jener Richtungsklassen, in denen keine Fallzeichen auftreten, ungefähr in der Mitte zwischen den Einfallen der Nachbarklassen liegt.) Die Figuren zeigen deutlich, daß das mittlere Einfallen in der Nähe der Südrichtung bedeutend steiler als in der Nähe der Nordrichtung ist. Dies wird noch deutlicher, wenn man bedenkt, daß das steile Einfallen in der ONO-Klasse nur auf einem einzigen Fallzeichen beruht. Wir

sehen also, daß das mittlere Einfallen offenbar nicht mit der Abweichung der Fallrichtung von der N-S-Richtung bis 90° gezählt, sondern mit der Abweichung von einer ungefähr südlichen Richtung, bis 180° gezählt, in Korrelation steht. Es fragt sich nun, wie diese Nullrichtung, von der die Abweichungen zu zählen sind, genauer zu bestimmen ist. Man könnte versuchen, sie aus Fig. 56 selbst zu ermitteln. Doch eignet sich die Zeichnung

in dieser primitiven Ausführung schon deshalb nicht sehr für den angegebenen Zweck, weil — wie schon bemerkt — die einzelnen Ordinaten auf einer ganz verschiedenen Zahl von Messungen beruhen und daher ganz ungleichwertig sind. Auch ist es an sich sinnvoller, wo möglich von einer Richtung auszugehen, die auch sonst eine tektonische Bedeutung hat. Wir fanden für das besprochene Gebiet den Winkel der Resultierenden des Halbdiagrammes mit der Ostrichtung zu $\zeta = 280^\circ 48'$ und den Winkel des allgemeinen Schichtabfalles mit der Ostrichtung zu $\xi = 278^\circ 5'$ (vgl. S. 142 und 144). Diese Werte sind geeignet, die tektonische Hauptrichtung des Gebietes für den vorliegenden Fall zu bestimmen. Um die folgenden Rechnungen zu vereinfachen, darf man annehmen, die Nullrichtung liege in der Mitte zwischen S und SSO. Den genannten beiden Richtungsklassen geben wir die Abweichung 1. Dann erhalten

die Richtungsklassen SSW und SO die Abweichung 3
 SW OSO 5 usw.

Wir bekommen also folgende Ansätze für die Berechnung des Korrelationskoeffizienten:

A. Varianten die Richtungsklassen.

a) Supponierte Eigenschaft (X -Eigenschaft) = Winkel zwischen der oberen Grenze der Richtungsklasse S und der Richtung der Variante, gemessen in $\frac{R}{8}$

Relative Eigenschaft (Y -Eigenschaft) = mittleres Einfallen der Varianten $\left(\frac{q}{v}\right)$.

Die Rechnung wird wieder nach dem Schema ohne Klasseneinteilung durchgeführt. Die direkte Verwendung von M_x und M_y statt Ausgangswerten A_x und A_y macht es zwar notwendig, mit etwas größeren Zahlen zu arbeiten, hat aber den Vorteil, daß man während der Rechnung einen besseren Einblick in das Verhalten der einzelnen Richtungsklassen erhält.

Tabelle 78.

Richtung	X	Y	D_x	D_y	$D_x D_y$		D_x^2	D_y^2
					+	—		
O								
ONO	9	45	+ 2	+ 13·27	26·54		4	176·08
NO								
NNO								
N	15	5	+ 8	— 26·73		213·84	64	714·49
NNW	15	20	+ 8	— 11·73		93·84	64	137·59
NW	13	10	+ 6	— 21·73		130·38	36	472·19
WNW								
W								
WSW	7	45	0	+ 13·27			0	176·08
SW	5	31	— 2	— 0·73	1·46		4	0·53
SSW	3	52	— 4	+ 20·27		81·08	16	410·86
S	1	45	— 6	+ 13·27		79·62	36	176·08
SSO	1	36	— 6	+ 4·27		25·62	36	18·23
SO	3	35	— 4	+ 3·27		13·08	16	10·69
OSO	5	25	— 2	— 6·73	13·46		4	45·29
	77	349			+ 41·46	— 637·46	280	2338·11
						+ 41·46		
						— 596·00		

$$M_x = 77 \quad 11 = 7$$

$$M_y = 349 : 11 = 31 \cdot 73$$

$$r = (\sum D_x D_y) : \sqrt{(\sum D_x^2) (\sum D_y^2)} = -596 : \sqrt{280 \cdot 2338 \cdot 11} = -0 \cdot 7366$$

$$m_r = (1 - 0 \cdot 7366^2) : \sqrt{11} = \pm 0 \cdot 1379$$

$$r : m_r = 5 \cdot 341.$$

Die Korrelation ist also negativ und sehr deutlich.

b) X-Eigenschaft = Anzahl der Fallzeichen in einer Richtungsklasse (ν).

Y-Eigenschaft = Mittleres Einfallen der Richtungsklasse $\left(\frac{q}{\nu}\right)$.

Die Rechnung schließt sich wie die vorige an Tabelle 77 an und verläuft ganz analog. Man findet

$$r = +0 \cdot 3724 \pm 0 \cdot 2597$$

$$r : m_r = 1 \cdot 434 \quad w = 0 \cdot 92.$$

Dieses Verfahren hat den Vorteil, daß man keine Bezugsrichtung auswählen muß, was immer mit einer gewissen Willkür verbunden ist. Im übrigen liefert es aber natürlich keine direkte Antwort auf unsere Frage, wie sich das mittlere Einfallen mit der Fallrichtung ändert. Die gefundene Korrelation ist viel weniger deutlich, als bei der vorhergehenden Rechnungsweise. Dies hat seinen Grund teilweise sicher darin, daß die Beziehung keine lineare ist, wie man aus der Betrachtung der Zahlen in der dritten und vierten Zeile der Tabelle 77 sofort ersieht.

B. Varianten die einzelnen Fallzeichen.

Supponierte Eigenschaft = Winkel zwischen der oberen Grenze der Richtungsklasse S und der Variante.

Relative Eigenschaft = Fallwinkel φ .

Die größere Zahl der Varianten macht es nun notwendig, eine Klasseneinteilung zu verwenden. Folgender ist der Verlauf der Rechnung:

Tabelle 79.

Y Fallwinkelklasse mit der Klassengrenze	Fallrichtungsklasse mit der Abweichung X =								Summe
	1	3	5	7	9	11	13	15	
	S SSO	SSW SO	SW OSO	WSW O	W ONO	WNW NO	NW NNO	NNW N	
0·5	2	1					1	1	5
10·5	12	5	4					1	22
20·5	8	9			1				18
30·5	1	2	1						4
40·5	8	3	2	1					14
50·5	7								7
60·5	4	2			1				7
70·5		1							1
80·5	2								2
90·5	1								1
100·5									
110·5		1							1
120·5									
130·5	1								1
140·5									
Summe	46	24	7	1	2		1	2	83

Tabelle 80.

		a_x									
		-1	0	+1	+2	+3	+4	+5		+6	
a_y	- 3	2	1					1	1	5	Y-Reihe
	- 2	12	5	4					1	22	
	- 1	8	9			1				18	
	0	1	2	1						4	
	+ 1	8	3	2	1					14	
	+ 2	7								7	
	+ 3	4	2			1				7	
	+ 4		1							1	
	+ 5	2								2	
	+ 6	1								1	
	+ 7		1							1	
+ 8									1		
+ 9									1		
+10	1								1		
		46	24	7	1	2		1	2	X-Reihe	

$A_x = 3$

$A_y = 35 \cdot 5^0$

Berechnung von $\sum p a_x a_y$:

2 · 1 · 3 = 6	1 · 3 · 5 = 15	8 · 1 · 1 = 8
12 · 2 · 1 = 24	1 · 3 · 6 = 18	7 · 2 · 1 = 14
8 · 1 · 1 = 8	4 · 2 · 1 = 8	4 · 3 · 1 = 12
2 · 1 · 1 = 2	1 · 2 · 6 = 12	2 · 5 · 1 = 10
1 · 1 · 2 = 2	1 · 1 · 3 = 3	1 · 6 · 1 = 6
1 · 3 · 3 = 9	<u>- 56</u>	1 · 10 · 1 = 10
<u>+ 51</u>		<u>- 60</u>

$\sum p a_x a_y = 51 - 56 - 60 = - 65.$

Ausrechnung der X-Reihe:

Tabelle 81.

$p +$	$p -$	a_x	Δp	$p a_x +$	$p a_x -$	a_x^2	Σp	$p a_x^2$	
24		0	+ 24	0		0	24	0	
7	46	1	- 39		39	1	53	53	
1		2	+ 1	2		4	1	4	
2		3	+ 2	6		9	2	18	
		4				16			
1		5	+ 1	5		25	1	25	
2		6	+ 2	12		36	2	72	
				+ 25	- 39			83	172

$\sum p a_x = 25 - 39 = - 14.$

$$b_{x'} = -14:83 = -0.16867 \quad b_{x'}^2 = 0.02845$$

$$s_{x'} = \sqrt{\frac{\sum p a_{x'}^2}{n} - b_{x'}^2} = \sqrt{\frac{172}{83} - 0.0285} = 1.4296.$$

Ausrechnung der Y-Reihe:

Es wird eine ganz analoge Tabelle, wie für die X-Reihe angelegt und wir finden

$$b_y = +0.12048 \quad s_y = 2.5049.$$

Endlich finden wir

$$r = (\sum p a_{x'} a_{y'} - n b_{x'} b_{y'}) : n s_{x'} s_y = (-65 + 1.6867) : (83 \cdot 0.16867 \cdot 2.5048) = -0.2130$$

$$m_r = (1 - r^2) : \sqrt{n} = (1 - 0.04537) : \sqrt{83} = 0.1048$$

$$r : m_r = 2.033 \quad w = 0.979.$$

Zur Kontrolle wurde die ganze Rechnung mit anderen Anfangswerten A_x und A_y noch einmal durchgeführt. Der zuletzt gefundene Wert für die gesuchte Korrelation ist jedenfalls der entsprechendste. Er besagt, daß zwischen Fallrichtung und Fallwinkel eine ziemlich sichere Beziehung vorhanden ist. Die Fallwinkel in der Richtung des allgemeinen Einfallens der Flexur sind durchschnittlich steiler, als die anders gerichteten. Die einzelnen Fallzeichen zeigen aber sehr beträchtliche Abweichungen von dem durchschnittlichen Verhalten, weshalb r ziemlich klein ist.

Auch die beiden anderen Gebietsabschnitte, die wir früher wiederholt als Musterbeispiele benützt haben, wurden in Bezug auf die Korrelation zwischen Fallrichtung und Fallwinkel untersucht. Das Ergebnis war folgendes:

Westhang des Finocchio. Fig. 57 zeigt deutlich, daß auch hier eine Korrelation besteht.

a) Korrelation zwischen Richtung und mittlerem Einfallen der Richtungsklassen. Als Nullrichtung wurde die untere Grenze der Westklasse gewählt, mit der sowohl die Resultierende des Halbdigrammes als die Richtung des allgemeinen Schichtabfalles nahezu übereinstimmen (vgl. S. 123 und 139). Zählt man die Abweichungen wieder bis zur Gegenrichtung, so findet man

$$r = +0.377 \pm 0.238$$

$$r : m_r = 1.584 \quad w = 0.943.$$

Die Korrelation ist also weder sehr deutlich, noch ganz sicher. Vor allem ist aber auffallend, daß sie positiv, also entgegengesetzt, wie im vorigen Beispiel ist.

Probehalber wurde die Korrelation auch für den Fall berechnet, daß man die Abweichungen von der Nullrichtung nur bis 90° zählt. Es ergibt sich

$$r = 0.108 \pm 0.274.$$

Die Korrelation ist unter dieser Voraussetzung also noch viel weniger deutlich, als unter der früheren, wie dies ja schon nach der Fig. 57 zu erwarten war.

b) Korrelation zwischen der Anzahl der Fallzeichen in einer Richtungsklasse und dem mittleren Einfallen.

$$r = -0.288 \pm 0.254.$$

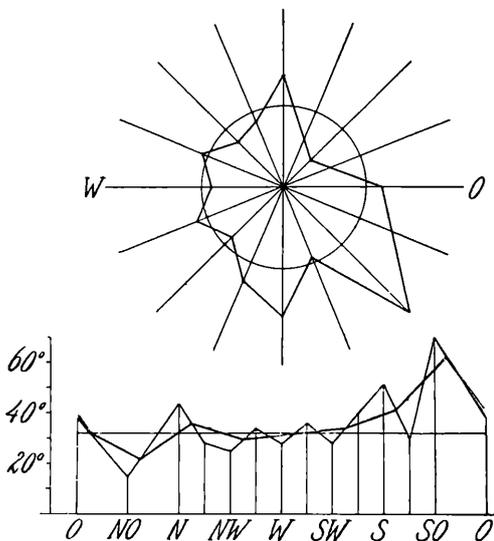


Fig. 57. Graphische Darstellung des Zusammenhangs zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen für den Westhang des Finocchio. Oben mit Polarkoordinaten, unten mit gewöhnlichen Koordinaten.

Auch diese Korrelation hat nun entgegengesetztes Vorzeichen, als im vorigen Beispiel. Übrigens ist sie nicht ganz sicher, denn man findet

$$r: r_m = 1.13 \qquad w = 0.871.$$

c) Korrelation zwischen Richtung und Neigung der einzelnen Fallzeichen. Bei Zählung der Abweichungen von der Untergrenze der Westklasse bis 180° erhält man

$$r = +0.24079 \pm 0.08784$$

$$r: m_r = 2.741 \qquad w = 0.997,$$

also eine nicht sehr scharfe, aber recht sichere Korrelation von entgegengesetztem Vorzeichen, wie im vorigen Beispiel.

Dieselbe Korrelation wurde auch unter der Annahme untersucht, daß die Nullrichtung die Richtung WNW sei. Man findet dann

$$r = +0.239 \pm 0.088$$

$$r: m_r = 2.724 \qquad w = 0.997.$$

Das Ergebnis ist also praktisch genau dasselbe wie früher, woraus hervorgeht, daß eine auf halbe Richtungsklassenspierräume genaue Festlegung der Nullrichtung tatsächlich vollständig genügt.

Endlich wurde in diesem Beispiele auch die Korrelation bei Zählung der Abweichungen bis 90° bestimmt, wobei von der Richtung WNW ausgegangen wurde, was in diesem Falle wegen der Gestalt des Diagrammes und der Lage der Diagrammachse mehr entsprechend erscheint. Es ergibt sich

$$r = +0.0965 \pm 0.0924$$

$$r: m_r = 1.04 \qquad w = 0.851.$$

Man findet unter dieser Voraussetzung also nur eine sehr undeutliche und unsichere Korrelation.

Region Pasubio—Campomolon.

Varianten die einzelnen Fallzeichen. Nullrichtung die Mitte der Klasse NNW. Zählung der Abweichungen bis 180° .

$$r = +0.204 \pm 0.102$$

$$r: m_r = 2 \qquad w = 0.977.$$

Größe und Sinn der Korrelation sind also hier ungefähr ebenso wie auf dem Westhang des Finocchio.

Die Zahl der durchgerechneten Beispiele ist natürlich lange nicht genügend, um über die Beziehung zwischen Fallrichtung und Fallwinkel sichere allgemeine Schlüsse abzuleiten. Nur einige vorläufige Vermutungen können geäußert werden:

1. Ist der allgemeine Schichtabfall eines Gebietes mit einer deutlich vorherrschenden Neigung der Schichten nach einer Richtung steil, wie im Mittelschenkel einer Flexur, so ist das Einfallen der einzelnen Fallzeichen durchschnittlich in der Hauptrichtung steiler, als in abweichenden Richtungen. Die Korrelation zwischen Fallwinkel und Abweichung von der Hauptfallrichtung ist negativ.

2. Hat man es dagegen mit dem sanfteren Schichtabfall in einer Region zwischen den großen Flexuren zu tun, wie in unserem zweiten und dritten Beispiel, dann sind die Neigungen der abweichend gerichteten Fallzeichen durchschnittlich steiler als die Neigung der der Hauptrichtung genäherten. Die Korrelation zwischen Fallwinkel und Abweichung von der Nullrichtung ist positiv.

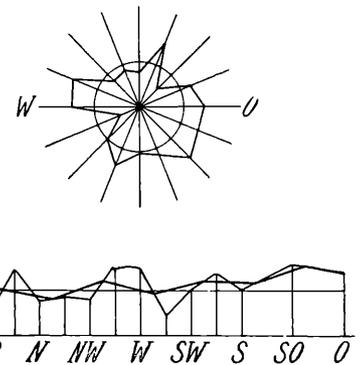


Fig. 58. Graphische Darstellung des Zusammenhangs zwischen Fallrichtung und mittlerem Einfallen für das Gebiet Col Santo—Compomolon. Vgl. Fig. 56 und 57.

3. In allen Beispielen, gleichgültig welchem der beiden Typen sie angehören, verhalten sich die dem allgemeinen Schichtabfall entgegengesetzt gerichteten Fallzeichen bezüglich der Steilheit des Einfallens im wesentlichen so, wie die anderen stark abweichend gerichteten. Sie haben also nicht den Charakter eines Gegenflügels der Hauptfalte, sondern den lokaler Abweichungen, genau so wie die auf das allgemeine Einfallen ungefähr senkrecht gestellten. Die Korrelation ist viel deutlicher, wenn man die Abweichungen bis 180° zählt, als wenn man sie nur bis 90° zählt. Es ist von vorneherein ziemlich klar, wurde aber noch nicht nachgeprüft, daß die Zählung bis 90° dann eine deutlichere Korrelation, als die bis 180° ergäbe, wenn man die Rechnung auf ein Gebiet mit mehreren stehenden Falten anwendete.

Aus diesen Sätzen scheint wieder, wie aus früheren Überlegungen (vgl. S. 210), hervorzugehen, daß die lokalen, abweichenden Schichtaufrichtungen gegenüber den Hauptfalten ziemlich selbständig sind. Die der Hauptrichtung angehörigen Fallzeichen beziehen sich nur zum geringen Teil auf solche örtliche Störungen, zum überwiegenden Teil auf den allgemeinen Schichtabfall, d. h. auf die Hauptfaltung. Die abweichend gerichteten Fallzeichen aber entsprechen nur lokalen Auffaltungen. Nehmen wir an, daß diese in allen Gebieten von einer ungefähr gleichen, mittleren Intensität sind, so wird in Gegenden mit einer Hauptfaltung, die stärker ist als der Durchschnitt der lokalen Störungen, die Nullrichtung das größte mittlere Einfallen haben. In Gegenden aber, in denen das allgemeine Einfallen nur sanft ist, wird das Umgekehrte gelten.

Vergleicht man das Ergebnis der eben durchgeführten Rechnungen mit der letzten Rubrik der Tabelle 56 (S. 189), so erkennt man deutlich den Zusammenhang²⁵⁾. Für die Berggruppen, in denen r positiv ist, ist $k < 1$ und umgekehrt. Die Richtung der Diagrammachse und die der angenommenen Nullrichtung in den Korrelationsrechnungen stimmen ja in unseren Fällen nahe überein. Wenn nun die Fallwinkel, die von der Diagrammachse stark abweichen, durchschnittlich größer sind als die ihr naheliegenden, so wird die wahre Verkürzung der Strecken φ bei der Projektion auf die Achse im ganzen größer sein, als die Formel für ι annimmt. Dann ist aber $R: \Sigma \varphi$ kleiner als $(\Sigma v \cos \alpha): n'$, daher $k < 1$. Wenn trotz deutlicher Korrelation k von 1 nicht viel verschieden ist, rührt dies einestils daher, daß die seitlichen Richtungsklassen nur durch wenige Individuen vertreten sind, also auf die zu bildenden Summen keinen sehr großen Einfluß haben; andernteils daher, daß nach der Art der Konstruktion des Diagrammes nur die Korrelation zwischen den Fallwinkeln und den Abweichungen der Fallrichtung bis 90° in Betracht kommt, die — wie wir sahen — viel weniger deutlich ist, als wenn bis 180° gezählt wird.

3. Die Änderung des Faltungszustandes von O nach W.

Schon die allgemeine Übersicht des Faltungszustandes im vorigen Kapitel hat ergeben, daß sowohl Richtung als Stärke der Gefaltetheit sich von O gegen W ändern. Sie bringt infolge der Abgrenzung der Berggruppen nach natürlichen geographischen Linien diesen Wechsel aber nicht rein zur Anschauung. Die Frage nach der Änderung der Gefaltetheit mit der geographischen Länge muß deshalb gesondert untersucht werden. Einen Anhaltspunkt zu ihrer Beantwortung für den ganzen Bereich der Lessinischen Alpen bieten die drei Gesamtprofile auf Tafel 3. Ich habe in jedem von ihnen die Länge der Oberflächenlinie des Tithon und den heutigen horizontalen Abstand der Endpunkte dieser Linie gemessen. Ihre Differenz gibt die Verkürzung des Profils infolge der Faltung.

1. Profil Cima Maora-Marostica. Verkürzung $2500\ m = 6.8\%$ der ursprünglichen Länge.
2. Profil M. Calmo-S. Orso. Verkürzung $7000\ m = 18.4\%$ der ursprünglichen Länge.
3. Profil Becco di Filadonna-S. Bonifacio. Verkürzung $2000\ m = 2.99\%$ der ursprünglichen Länge.

²⁵⁾ Das Stück der Sieben Gemeindeflexur, auf das sich die Zahlen in der Tabelle 56 beziehen, ist etwas länger als das, für welches die Korrelation berechnet wurde. Doch ist dieser Umstand ohne weitere Bedeutung.

Aus diesen Zahlen scheint hervorzugehen, daß der Grad des Zusammenschubes ein sehr wechselnder ist und von einer mittleren Region aus gegen O und noch mehr gegen W abnimmt. Bei genauer Überlegung ergeben sich aber gewisse Bedenken gegen die Verlässlichkeit der angewandten Methode. Es ist nämlich klar, daß in einem Profil nur die großen Faltungen zum Ausdruck kommen. Die vielen kleinen Schichtverbiegungen, die oft zu starken, aber sehr wechselnden Steilstellungen führen, können darin nicht dargestellt werden. Zweifellos entspricht aber auch ihnen eine merkliche Verkürzung der Erdoberfläche in der betroffenen Region, die das Ergebnis der Rechnung vielleicht wesentlich ändern könnte. Wir müssen uns deshalb die Frage vorlegen, wie viel die wahre Verkürzung eines Streifens der Erdoberfläche die rein profilmäßige übertrifft oder mit anderen Worten, wie stark ein Geländestreifen der Lessinischen Alpen, der profilmäßig als horizontal liegend erscheint, durch die Faltung verkürzt worden ist. Für eine genäherte Beantwortung dieser Frage knüpfen wir am besten an unsere Untersuchung des allgemeinen Schichtabfalles der flach gelagerten Region Pasubio—Campomolon (S. 140 und 152) an. Vermindern wir in der für dieses Beispiel nicht mitgeteilten ausführlichen Originaltabelle (entsprechend Tabelle 30) jeden in die Richtung des allgemeinen Schichtabfalles gedrehten Fallwinkel um den Betrag des allgemeinen Schichtabfalles, so erhält man eine Aufstellung, die die Lagerungsverhältnisse der Schichten wiedergibt, falls sie im Profil horizontal erschienen. Man findet sie in der unten folgenden Tabelle 82. Der allgemeine Schichtabfall wurde angenähert gleich 7° gesetzt. Die Klassenmittel wurden nach der schon bekannten Methode berechnet. Da durch die Subtraktion der Zahl 7 die letzten Stellen in den positiven Klassen augenscheinlich anders verschoben werden als in den negativen, muß das Mittel für beide getrennt berechnet werden. Denn wäre beispielsweise vor der Subtraktion 0 überall die häufigste letzte Stelle gewesen, so wäre es nach der Subtraktion in den negativen Klassen 7, in den positiven aber 3.

Um die Verkürzungen bestimmen zu können, wurde jedesmal auch der Kosinus des Klassenmittels beigefügt (vgl. S. 116 bis 118). Bildet man das Mittel aus allen Kosinuswerten — selbstverständlich unter Berücksichtigung der Anzahl der Varianten in jeder Klasse — so erhält man eine Zahl, die angibt, wie lang im Durchschnitte die Projektion eines Schichtstückes von der Länge 1 auf die Ebene des mittleren Schichtabfalles ist. Die Berechtigung des Verfahrens wird durch folgende Überlegung vielleicht noch besser ersichtlich: Denken wir uns die ursprüngliche Länge des Profiles in so viele Teile geteilt, als in der Tabelle 82 Fallzeichen vorkommen, so erfahren zwei Teile eine Verkürzung auf 0·57 ihrer ursprünglichen Länge, ein Teil auf 0·82, drei Teile auf 0·91 usw. Das ganze Profil bekommt statt der Länge $n = 122$ die Länge $2 \cdot 0\cdot57 + 0\cdot82 + 3 \cdot 0\cdot91 + \dots$. Seine Verkürzung ist gleich 1 minus dieser Summe, dividiert durch 122.

Tabelle 82.

Berechnung der mittleren Verkürzung der flach gelagerten Region Pasubio-Campomolon in der Richtung des allgemeinen Schichtabfalles infolge der profilmäßig nicht darstellbaren Kleinfaltung.

Klassengrenze:	— 59·5	— 49·5	— 39·5	— 29·5	— 19·5	— 9·5	+ 0·5	+ 10·5	+ 20·5
Anz. d. Fallw.:		0	1	3	8	56	37	5	5
Klassenmittel:	— $55^\circ 8'$		— $35^\circ 8'$	— $25^\circ 8'$	— $15^\circ 8'$	— $5^\circ 8'$	+ $4^\circ 23'$	+ $14^\circ 23'$	+ $24^\circ 23'$
Kos. d. Klassenm.:	0·57		0·82	0·91	0·97	1·00	1·00	0·97	0·92
		+ 30·5	+ 40·5	+ 50·5	+ 60·5	+ 70·5			
		4	0	0	1				
		+ $34^\circ 23'$			+ $64^\circ 23'$				
		0·83			0·43				

Summe der Kosinus = 118·65

$118\cdot65 : 122 = 0\cdot973$

Bestimmen wir durch Abzirkeln in einem Profil senkrecht auf das Hauptstreichen die Länge einer Schichte, z. B. des Tithon, so erhalten wir, wie aus dem Gesagten hervorgeht, nicht die wahre Länge vor der Faltung, sondern nur 0·973 dieser Länge. Um 3% ist die Länge durch Kleinfalten, die im Profil nicht erkennbar sind, verkürzt. Um die ursprüngliche horizontale Länge zu finden, müssen wir die mit dem Zirkel gemessene Strecke noch durch 0·973 dividieren. Es ist dabei nicht etwa notwendig, die auf die großen Flexuren entfallenden Teile auszuschneiden, da ja auch hier Kleinfaltungen vorkommen, die im Profil nicht ersichtlich sind und die Verkürzung vermehren. Unsere drei Gesamtprofile sind auf das allgemeine Streichen ungefähr senkrecht, folgen also annähernd dem allgemeinen Schichtabfall der einzelnen Faltenschenkel. Wir werden also die gefundene Korrekturziffer auf sie anwenden dürfen. Wir erhalten dann folgendes Ergebnis:

1. Profil Cima Maora—Marostica:

Horizontale Länge = 32.750 *m*;

abgezirkelte Länge des Tithon = 35.400 *m*;

korrigierte ursprüngliche Länge = 36.400 *m*;

Verkürzung durch die Kleinfaltung allein = 1000 *m*;

Gesamtverkürzung = 3650 *m* = 10%.

Die Zahl für die Verkürzung durch Kleinfaltung ist sicher sehr ungenau, da sie auf Beobachtungen in einem ganz anderen Teil des Gebirges beruht. Immerhin dürfen wir wohl annehmen, daß der wirkliche Wert etwa zwischen 500 und 1500 *m* liegt. Größer dürfte er schon deshalb kaum sein, weil aus den mehrfach angeführten Gründen die mittels der Fallzeichen berechnete durchschnittliche Verkürzung sicher merklich zu groß ist. Die Gesamtverkürzung dieses Profiles wird also zwischen 3000 und 4000 *m* anzusetzen sein, das sind 8 bis 11% der Länge vor der Faltung.

2. Profil M. Calmo—S. Orso:

Horizontale Länge = 30.650 *m*;

abgezirkelte Länge des Tithon = 37.630 *m*;

korrigierte ursprüngliche Länge = 38.700 *m*;

Verkürzung durch die Kleinfaltung allein = 1070 *m*;

Gesamtverkürzung = 8050 *m* = 21% oder ungefähr zwischen 7500 und 8500 *m* = 19 bis 22%.

3. Profil Becco di Filadonna—S. Bonifacio:

Horizontale Länge = 64.350 *m*;

abgezirkelte Länge des Tithon = 66.200 *m*;

korrigierte ursprüngliche Länge = 68.100 *m*;

Verkürzung durch die Kleinfaltung allein = 1900 *m*;

Gesamtverkürzung = 3750 *m* = 5·5% oder ungefähr zwischen 3250 und 4250 *m* = 5 bis 6%.

Aus den vorstehenden Überlegungen scheint mir trotz der geringen Genauigkeit, die ihnen anhaftet und nach der Natur des Gegenstandes auch bei exakterer mathematischer Behandlung anhaften müßte, ziemlich sicher hervorzugehen, daß der tangentielle Zusammenschub des Gebirges in dem Profil, das von S. Orso über die Tonezzaspitzen und das Werk Lusern verläuft, bedeutend stärker als weiter westlich und weiter östlich ist. Es ist dabei noch zu berücksichtigen, daß ja wahrscheinlicherweise in diesem Profil mit den intensivsten großen Störungen auch die Kleinfaltung stärker ist, als in Gegenden mit geringerer Entwicklung der Hauptfalten. Das Ergebnis der Rechnung stimmt auch sehr gut mit dem der anschaulichen Betrachtung des Gegenstandes überein. Denn aus der Beschreibung im speziellen Teil ergibt sich klar das auffallende Zusammentreffen der stärksten Überkipfung in der Marosticaflexur und in der Sieben Gemeindenflexur, die fast im selben Meridian auf der rechten Seite des Astico auftreten. Die Stelle bei Schio spielt für die Marosticaflexur eine ganz ähnliche Rolle, wie die bei Borgo für die Kniefalte der Armenterra: Eine auffallende Konkavität

des Streichens trifft mit einer Überschiebung des Hangendschenkels zusammen. Wir werden auf die mechanischen Deutungsmöglichkeiten für diese Verhältnisse später zurückkommen.

In dem Gebiet, das ich selbst neu aufgenommen habe, kann man die Änderung der Gefaltetheit mit der geographischen Länge natürlich auch aus den Fallzeichen allein, ohne Profile zu zeichnen, ermitteln. Man könnte sich dabei auf die schon berechneten Diagramme stützen, indem man nur gegebenen Falles zwei meridional übereinander liegende Berggruppen, z. B. Tonezza- und Lavaroneplateau, Verena- und Manderiolo-plateau usw. zusammenzieht. Von der besten Art, mehrere Diagramme zu einem neuen zu kombinieren, soll später noch die Rede sein. Für das vorliegende Problem schien mir eine solche Anordnung, die ja zweifellos den Vorteil großer Bequemlichkeit hätte, nicht entsprechend, weil die dadurch gewonnenen Geländestreifen sehr verschieden lang und auch ganz unregelmäßig gestaltet wären. Infolge davon müßten sie notwendig vergleichsweise bald zu viel, bald zu wenig von den großen Flexuren enthalten, was das Ergebnis höchst störend beeinflussen muß. Man braucht sich nur vorzustellen, daß einer von zwei verglichenen Geländestreifen etwa südlich der Sieben Gemeindenflexur noch ein Stück schwach gefaltetes Land umfaßt, das bei dem anderen

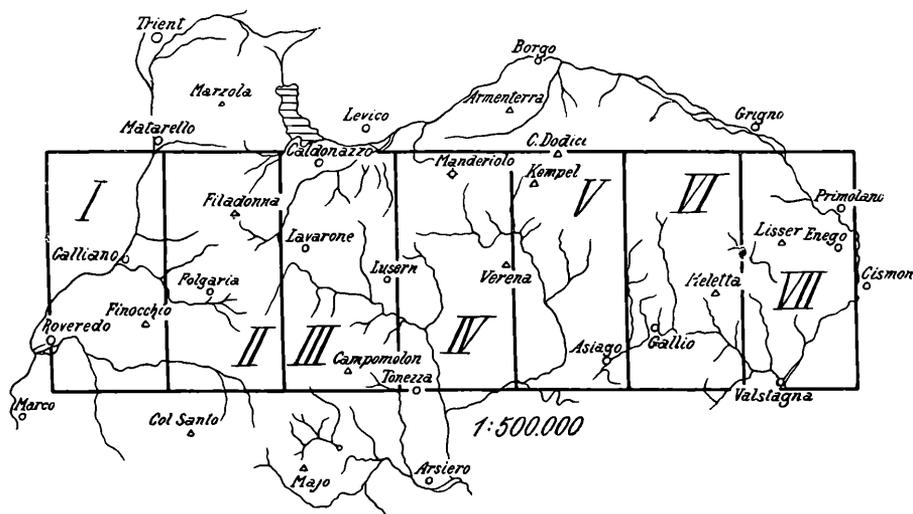


Fig. 59. Einteilung der nördlichen Lessinischen Alpen in Geländestreifen zwecks statistischer Untersuchung der Änderung der Gefaltetheit von W nach O.

nicht mehr in den Bereich der Aufnahme fällt, oder daß er gerade im Bereich einer großen Flexur eine Versmälerung aufweist. Dann wird sich seine durchschnittliche Gefaltetheit als geringer ergeben, ohne daß dies im Wesen der Tektonik irgendwie begründet wäre.

Viel wertvoller, wenn auch mühsamer, schien mir folgendes Verfahren (vgl. Fig. 59): Man wählt auf der Karte eine Zone aus, die im N und S von einem Parallelkreis begrenzt wird und die die Hauptmasse der gemessenen Fallzeichen, aber möglichst wenig nichtuntersuchtes Gebiet enthält. Diese Zone zerlegt man dann in eine Anzahl gleich breiter meridionaler Streifen, deren Faltungszustand untersucht und verglichen wird. Als nördliche Begrenzung der ganzen Zone habe ich den Nordrand der Spezialkartenblätter „Riva—Rovereto“ und „Sette Comuni“ gewählt. Die Südgrenze liegt 2 km südlich der Mitte dieser Blätter, damit die Sieben Gemeindenflexur noch vollständig — mit Ausnahme des nach S herablaufenden Stückes an ihrem äußersten Westende — eingeschlossen wird. Die Zone ist 15·85 km breit und liegt zwischen 45° 51' 25" (der Breite von Tonezza) und 46° n. Br. Bei der Einteilung in Streifen gehe ich von der Grenze zwischen den beiden genannten Kartenblättern (29° östlich von Ferro) aus. Die Breite jedes Streifens beträgt 7·5 km. Man erhält dann 7 Streifen, 4 auf dem Blatt „Sette Comuni“, 3 auf dem Blatt „Riva und Rovereto“. Jeder Streifen hat eine Fläche von 118·875 km². Die beiden randlichen Streifen enthalten etwas Gelände, das nicht kartiert wurde.

Dies ließ sich nicht vermeiden, sollten nicht sehr interessante Gebiete mit verloren gehen. Es dürfte nicht wesentlich stören, wenn die Häufigkeiten der Fallzeichen ausgeglichen werden. Der Grund, warum die Einteilung gerade so gewählt wurde, liegt darin, daß es mit Rücksicht auf spätere Untersuchungen nützlich schien, zwei Streifen zu gewinnen, in denen fast gar keine Brüche liegen. Dies trifft für die Streifen V und VI zu.

Die statistische Behandlung der Fallzeichen der einzelnen Streifen könnte in verschiedener Weise geschehen. Am nächsten an die Untersuchung der Profile würde sich folgendes Verfahren anschließen: Man dreht alle Fallzeichen einzeln in die N-S-Richtung. Dann bildet man in der gedrehten Reihe Fallwinkelklassen, u. zw. am besten nicht nach den Winkeln, sondern nach gleichen Kosinusspielräumen. Dabei ist allerdings einige Vorsicht notwendig. Die Reihe wird nämlich außerordentlich schief und sehr hochgipflig, weil die große Zahl kleiner Winkel in der gedrehten Reihe und die besondere Gestalt der Kosinuskurve im Sinne einer Bevorzugung der niedrigsten Klassen zusammenwirken. Es ist deshalb notwendig, die Klassen klein zu machen. Ich habe den Spielraum 0·01 gewählt. Dadurch erhält man aber meist mehr als 100 Klassen, deren Mehrzahl jedoch keine Varianten enthält. Es wäre zwecklos, sie alle anzuschreiben. Man erspart dies, wenn man die Klassen fortlaufend numeriert. Man überzeugt sich leicht, daß sich die Nummer jeder Klasse nach der Formel

$$\text{Nr.} = 100 (1 - \text{rechte Klassengrenze})$$

ergibt. Durch diese Nummern ist die Stellung jeder Klasse für die folgenden Rechnungen genügend festgelegt. Wählt man die Klassen so eng, dann darf man im allgemeinen wohl ohne merklichen Fehler das Klassenmittel gleich dem Mittel zwischen den Klassengrenzen setzen. Eine Ausnahme macht jedoch die erste Klasse. Sie umfaßt einesteils wegen der Gestalt der Kosinusfunktion viele Grade. Andersteils ist die Verteilung der Varianten in ihr besonders schief. Es schien daher notwendig, für sie das Klassenmittel eigens zu berechnen. Doch schien es erlaubt, die Kosinusfunktion innerhalb der Klasse als linear anzusehen, so daß einfach das Mittel aller Winkel gebildet und zu diesem der Kosinus gesucht wurde. Die in der Urliste mit 0° erscheinenden Winkel wurden auf Grund einer beiläufigen Schätzung mit dem Durchschnittswert 1° in die Rechnung eingesetzt. Dies ist zweifellos richtiger, als den Durchschnittswert 0° anzunehmen, da ja alle mit 0° notierten Winkel in Wirklichkeit einen kleinen positiven Wert haben. Die Schätzung gründet sich auf einen Vergleich der Häufigkeit der kleinen Winkel in der Urliste, die im allgemeinen mit abnehmender Neigung zu-, bei den kleinsten Winkeln von wenigen Graden aber dann plötzlich stark abnimmt, weil diese meist schon zu 0° gezählt wurden. Die Winkel von 0° sind dementsprechend unverhältnismäßig zahlreich. In dem unten folgenden Beispiel ergab sich das Klassenmittel der ersten Klasse auf diese Weise zu 3° 1'. Sein Kosinus ist rund 0·999. Dieselbe Zahl erhielt ich auch in den beiden anderen nach dieser Methode gerechneten Beispielen. Das Mittel der Klasse 1 hat also von dem der Klasse 2 in diesen Fällen nicht den normalen Abstand 1 Sp, sondern 1·4 Sp, was bei der Berechnung des Mittelwertes und des mittleren Fehlers der ganzen Reihe entsprechend zu berücksichtigen war. Man erhält so direkt die mittlere nord-südliche Verkürzung des Gebietes samt dem Maß ihrer Genauigkeit. Das Verfahren hat jedoch mehrere Nachteile: Es ist ziemlich langwierig. Es gestattet keine einfache Ausgleichung der Fallzeichendichten, weil man die einzelnen Fallwinkel hier natürlich nicht mit einer Konstanten multiplizieren darf. Man müßte vielmehr ihre Zahl vergrößern, u. zw. für die verschiedenen Neigungswinkel gleich stark, was recht kompliziert wird, wenn der Korrekturfaktor nicht zufällig annähernd eine ganze Zahl ist. (Es wäre der Weg einer verschieden starken Vermehrung der Fallzeichen in allen tektonischen Einheiten zu wählen, durch den sich theoretisch jedes beliebige Gewicht der Messungen in einer Einheit erzielen läßt. Natürlich muß man aber dann eine sehr große Zahl rein fiktiver Varianten mitschleppen.) Schließlich erhält man auf die besprochene Art keine Auskunft über den Wechsel anderer Merkmale der Gefaltetheit, wie etwa der Faltungsrichtung. Es wurde diese Methode deshalb nur probeweise auf drei Streifen angewendet. Ich wähle dazu die benachbarten Streifen IV bis VI.

Tabelle 83.

Gedrehte Fallwinkelreihe des Geländestreifens IV mit Kosinusklassen.

Nummer der Klasse:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11			
Klassengrenze	Kosinus	1	0.99	0.98	0.97	0.96	0.95	0.94	0.93	0.92	0.91	0.90		
	Grade	0°	8.5°	11.5°	14.5°	16.5°	18.5°	19.5°	21.5°	23.5°	24.5°	25.5°		
Kosinus der Klassenmitte:	0.999	0.985	0.975	0.965 etc.										
Anzahl der Fallzeichen:	97	23	15	6				6	0	1	3			
	12	13	14	15	19	20	24	25	27	30				
0.89	0.88	0.87	0.86	0.85	0.82	0.81	0.80	0.77	0.76	0.75	0.74	0.73	0.71	0.70
27.5°	28.5°	29.5°	30.5°	31.5°	34.5°	35.5°	36.5°	39.5°	40.5°	41.5°	42.5°	43.5°	44.5°	45.5°
	9	1	6	2	3	1		1		2				
	36	40	43	48	50	51	55	66						
0.65	0.64	0.61	0.60	0.58	0.57	0.53	0.52	0.51	0.50	0.49	0.46	0.45	0.35	0.34
49.5°	50.5°	52.5°	53.5°	54.5°	55.5°	57.5°	58.5°	59°	60°	61°	62.5°	63.5°	69.5°	70.5°
	1	1	1	1	1	4	4	2	3					
	81	100	101	109	135	190								
0.20	0.19	+ 0.01	0	- 0.01	- 0.08	- 0.09	- 0.34	- 0.35	- 0.89	- 0.90				
78.5°	79.5°	89°	90°	91°	94.5°	95.5°	109.5°	110.5°	152.5°	153.5°				
	1	2	2	1	1	1	1	1	1					

Zu dieser Tabelle dürften noch einige Bemerkungen notwendig sein:

Die Klassengrenzen sind, wie schon oben ausgeführt, auf den Kosinus gegründet. Die beigegefügte Grenzen in Gradmaß dienen nur dazu, die Einreihung der einzelnen Varianten, die ja in Graden gegeben sind, zu ermöglichen. Da unter den Fallwinkelzahlen nur ganze Grade vorkommen, genügt eine ganz beiläufige Angabe der Grenzen, um sicher zu entscheiden, in welche Klasse jede Variante gehört. Eine genaue Umrechnung der Klassengrenzen in Grade und Minuten wäre eine zwecklose Arbeit.

Bei den Winkeln von 60° und 90° ergibt sich der Fall, daß die Varianten gerade auf die Klassengrenzen fallen ($\cos 60^\circ = 0.5$, $\cos 90^\circ = 0$). Um Willkürlichkeiten möglichst zu vermeiden, wurde angenommen, daß der wahre Wert bei der einen Hälfte der Fallwinkel über 60°, bzw. 90° liegt, bei der anderen Hälfte unter dieser Grenze.

Für das Drehen der überkippten Fallwinkel wurde diesmal der schon auf S. 144 skizzierte Weg einer Zerlegung in 90° und $\varphi - 90^\circ$ eingeschlagen. Im übrigen führt die Behandlung der überkippten Winkel in unserem Falle zu keinen weiteren Schwierigkeiten. Die negativen Kosinus fügen sich dem Rechenschema ganz ungezwungen ein. Sie entsprechen auch der naturgemäßen Anschauung, daß an der Stelle einer Schichtüberkipfung die Verkürzung durch die Faltung größer als die ganze ursprüngliche Länge des Terrainstreifens ist.

Der weitere Gang der Rechnung sei nur kurz skizziert (vergl. Tabelle 84 auf der nächsten Seite):

$$A = 0.995.$$

$$b = \Sigma p a : n = 2595.2 : 228 = 11.383$$

$$B = b \cdot Sp = 11.383 (-0.01) = -0.11383$$

$$M = A + B = 0.995 - 0.114 = 0.881$$

$$s = \sqrt{(\Sigma p a^2 : n) - b^2} = \sqrt{746.43 - 129.56} = \sqrt{616.87} = 24.836$$

$$\sigma = s \cdot Sp = 24.836 \cdot 0.01 = 0.24836$$

$$m = \sigma : \sqrt{n} = 0.24836 : \sqrt{228} = 0.01645$$

$$\text{Zusammenschub} = 1 - M \pm m = 1 - 0.881 \pm 0.016 = 0.119 \pm 0.016.$$

Tabelle 84.

Nr.	p	a	pa	a^2	pa^2
1	97	- 0.4	- 38.8	0.16	15.52
2	23	+ 1	+ 23	1	23
3	15		30	4	60
4	6	3	18	9	54
	5	4	20	16	80
135	1	134	134	17956	17956
190	1	189	189	35721	35721
	228		+ 2634 - 38.8 + 2595.2		170185.52

Für alle drei untersuchten Streifen läßt sich das Ergebnis folgendermaßen zusammenstellen:

Tabelle 85.

Streifen	IV	V	VI
Verkürzung	0.119 \pm 0.016	0.046 \pm 0.011	0.077 \pm 0.020
Differenz gegenüber dem nächst westlichen Streifen		- 0.073 \pm 0.019	+ 0.031 \pm 0.023
Diff. $m_{Diff.}$		3.85	1.35
w		100%	91%
($\Sigma \varphi'$)	19.15°	11.57°	13.37°

Während also der Zusammenschub im Streifen V sicher geringer ist, als im Streifen IV, kann der Unterschied zwischen den Streifen V und VI vom rechnerischen Standpunkt aus nicht als vollkommen gesichert bezeichnet werden. Es ist nicht unmöglich, daß diese beiden Streifen in nord-südlicher Richtung so ziemlich gleich stark zusammengefaltet sind.

Durch den Streifen VI verläuft der nördliche Teil des Profils 1 der Tafel 3. Die Verkürzung jenes Profilabschnittes, der in der im vorliegenden Kapitel betrachteten Zone enthalten ist, findet man mittels der auf S. 220 dargelegten Methoden zu etwa 5%. Auch in diesem Falle ist also — wie in früheren Beispielen — die aus dem Profil entnommene Faltung geringer, als die mittels der Fallzeichenstatistik abgeleitete. Wenn der Unterschied nicht sehr groß erscheint, muß man bedenken, daß bei der Ermittlung der Verkürzung im Profil ein Korrekturfaktor benützt wurde, der selbst auf der Fallzeichenstatistik beruht. Die rein profilmäßige Verkürzung beträgt nicht einmal 3%, also wesentlich weniger als die Hälfte der statistischen.

Aus den schon angeführten Gründen, die gegen die bisher entwickelte Methode sprechen, habe ich es vorgezogen, den Vergleich aller sieben Streifen lieber an der Hand der Diagramme zu bewerkstelligen. Die Fallzeichenhäufigkeiten wurden, wo es irgend notwendig schien, nach der tektonischen Teilungsmethode ausgeglichen. Das Ergebnis der Rechnung zeigt die folgende Tabelle.

Tabelle 86.
Übersicht der Änderung des Faltungszustandes in den nördlichen Lessinischen Alpen von W nach O.

Streifen	n	$\Sigma \varphi: n$	ψ	$R: n$	$Y_1: n$	$\cos \frac{Y_1}{n}$	
I	185	26·07° = 26° 4'	150° 25'	19·45° = 19° 27'	14·24° = 14° 14'	0·9693	60·74
II	169	27·14° = 27° 8'	118° 0'	20·32° = 20° 19'	18·78° = 18° 47'	0·9467	59·80
III	236	28·13° = 28° 8'	86° 10'	23·09° = 23° 5'	23·04° = 23° 2'	0·9203	38·94
IV	228	22·90° = 22° 54'	83° 31'	18·28° = 18° 17'	18·16° = 18° 10'	0·9501	45·14
V	97	13·92° = 13° 55'	73° 6'	9·24° = 9° 14'	8·84° = 8° 50'	0·9882	90·30
VI	124	16·29° = 16° 17'	117° 38'	11·46° = 11° 28'	10·91° = 10° 55'	0·9819	75·14
VII	108	20·98° = 20° 59'	122° 1'	16·11° = 16° 7'	14·30° = 14° 18'	0·9690	53·87

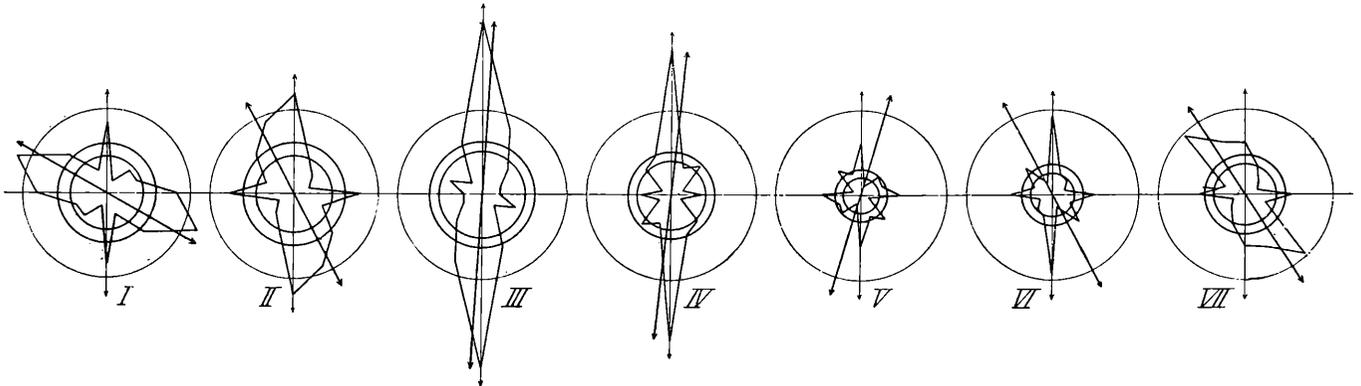


Fig. 60. Faltungsdiagramme von 7 rechteckigen, kongruenten, meridionalen, aneinanderschließenden Geländestreifen aus dem nördlichen Teil der Lessinischen Alpen, die zusammen den Raum von der Etsch bis zur Brenta und von Tonezza bis zur Cima Dodici einnehmen (vgl. Fig. 59); zur Veranschaulichung der Änderung des Faltungszustandes von W nach O.

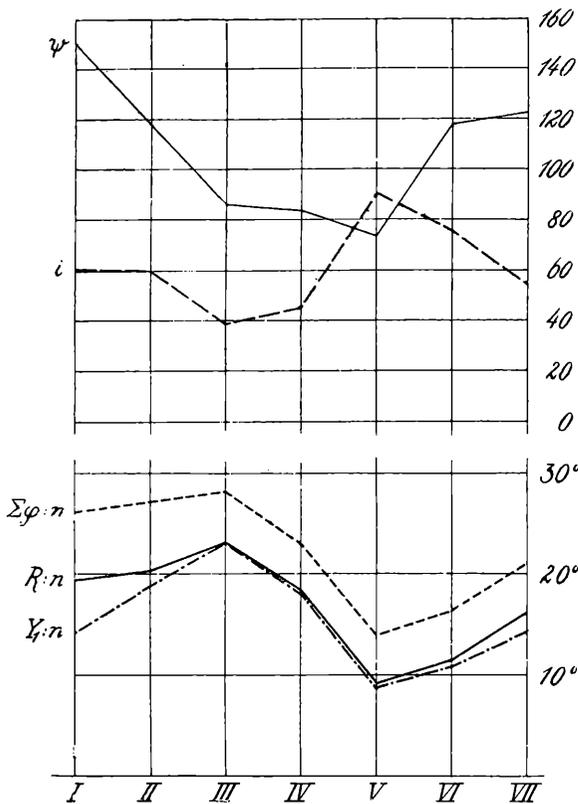


Fig. 61. Graphische Darstellung der Änderung der charakteristischen Werte des Faltungsdiagrammes in den nördlichen Lessinischen Alpen von W nach O. Vgl. Fig. 60.

I–VII = Geländestreifen. Die Ordinatenskala konnte wegen des sehr verschiedenen Verlaufes der Kurven nicht für alle Größen gleich gewählt werden. Der Raum von 0° bis 30° wurde in der Figur deshalb doppelt, u. zw. unten im vierfachen Maßstab als wie oben aufgetragen. In der oberen Ordinatenskala bedeuten die Zahlen sowohl Grade als Einheiten von i .

Das Ergebnis läßt sich auch sehr gut graphisch darstellen (vgl. Fig. 60 und 61). Noch viel deutlicher als bei der Zusammenfassung der Fallzeichen nach geographischen Berggruppen sieht man jetzt das Gebiet fast rein judikarischer Faltung im W, das west-östliche Streichen in der Mitte der ganzen Region (man beachte die Tatsache, daß die Diagramme nach magnetisch N orientiert sind) und das Wiedererscheinen einer südöstlichen Faltung in der Gegend des Brentadurchbruches. Ebenso klar erkennt man die große Faltungsstärke in der Mitte des Gebietes und ihre plötzliche Verminderung beim Übergang von Streifen IV zu V. In Fig. 61 ist die enge negative Korrelation zwischen der Faltungsstärke ($\Sigma \varphi$): n und der Interferenz i , von der schon auf S. 210 die Rede

war, ganz besonders gut zu sehen. Zahlenmäßig beträgt sie -0.8086 ± 0.1309 . Die Rubrik $\cos(Y_1:n)$ wurde in die Tabelle 86 nur aufgenommen, um zu zeigen, daß sich aus $Y_1:n$ kein genügender Schluß auf den Betrag der Verkürzung ziehen läßt, wie der Vergleich mit Tabelle 85 sofort lehrt. Weniger groß erscheint — allerdings zum Teil aus äußerlichen Gründen — die Verschiedenheit zwischen $(\sum \varphi'):n$ und $Y_1:n$. An diese Zahlen ließen sich wieder Betrachtungen über den Unterschied zwischen $\varphi \cos \alpha$ und $\arctg(\tg \varphi \cos \alpha)$ anknüpfen, die jedoch nun dem Leser überlassen werden können. Wir wenden uns vielmehr der in der Einleitung versprochenen Zusammenfassung der Ergebnisse unserer statistischen Untersuchungen, soweit sie die Faltung betreffen, zu.

4. Zusammenfassung und Ergebnisse.

a) Die Methode.

Die von mir vorgeschlagenen Rechnungsarten, die dazu dienen sollen, die Faltung statistisch zu erfassen, wurden in den vorhergehenden Kapiteln im wesentlichen nach einer historischen Reihenfolge, d. h. so, wie sie sich mir selbst allmählich ergeben haben, vorgetragen. Ich hoffe, daß das Verständnis dadurch mindestens nicht erschwert wurde. Es scheint mir aber doch notwendig, sie jetzt in einer etwas strenger logischen Form zusammenzufassen. Diese Zusammenfassung soll gleichzeitig dazu dienen, denjenigen Geologen, die die mathematischen Erörterungen überschlagen wollen, einen ganz kurzen Überblick von deren Gang zu geben.

Im ersten Abschnitte wurden die Neigungswinkel ohne Rücksicht auf die Fallrichtung betrachtet. Wenn sich auf diese Art auch gewisse geologische Ergebnisse gewinnen ließen, mußte die Vernachlässigung des Umstandes, daß die Faltung eine gerichtete Erscheinung ist, doch notwendig zu vielen Mängeln der Darstellung führen. Zwecks statistischer Erfassung der Faltungsrichtung mußten zunächst gewisse Voraussetzungen über den Geltungsbereich eines Fallzeichens, über die Art, die Gefaltetheit einer Stelle aus dem gemessenen Fallzeichen zu erschließen und die gleich gerichteten Gefaltetheiten verschiedener Stellen zusammenzufassen, über die Einteilung der Windrose in eine beschränkte Anzahl von Richtungsklassen und über die Neigung einer Schichtfläche in einer von der Fallrichtung abweichenden Richtung („Drehen der Fallwinkel“) erörtert werden. Dann gehen wir am besten von dem Begriff des allgemeinen Schichtabfalles aus. Man könnte sagen, die allgemeine Fallrichtung sei die Richtung, für die die algebraische Summe aller in sie hineingedrehten Fallwinkel am größten ist. Oder wir definieren sie als senkrecht zu jener Richtung, für die die Summe der in sie hineingedrehten Fallwinkel gleich 0° ist. Wegen der bequemerer Rechnung entschlossen wir uns zu der zweiten Fassung. Die Neigung des allgemeinen Einfallens erhält man als das Mittel aller in die Fallrichtung gedrehten Fallwinkel. Vergleichende Untersuchungen ergaben, daß das so definierte allgemeine Einfallen innerhalb eines einzelnen Faltenschenkels nach Richtung und Neigung annähernd auch gefunden werden kann, wenn man sämtliche Fallwinkel als in einem Punkt angreifende Kräfte darstellt und zu einer Resultierenden zusammensetzt. Diese Rechnung ist unvergleichlich kürzer und einfacher als die genauere.

Der allgemeine Schichtabfall ist jedoch kein geeignetes Maß für die Gefaltetheit, weil er entgegengesetzte Einfallen, die der Ausdruck derselben Faltung sind, als am stärksten verschieden, statt als gleichartig auffaßt. Die Faltungsrichtung würde am exaktesten wohl als jene Richtung bestimmt, für die die Summe der absoluten Werte der in sie hineingedrehten Fallwinkel am größten ist. Das Mittel aus den gedrehten Fallwinkeln — wieder ohne Rücksicht auf das Vorzeichen — wäre dann ein Maß der Stärke der Faltung. Die Berechnung dieser Werte, die auf eine geschlossene mehrgipflige Kurve führt, ist jedoch für die praktische Anwendung in der Geologie zu schwierig. Es wurde deshalb ein dem oben erwähnten ganz entsprechendes Näherungsverfahren angewendet. Jeder Fallwinkel wird als Strecke von einem Punkt aus zweimal, in der Fallrichtung und entgegengesetzt dazu, aufgetragen. Dadurch entsteht das Faltungsdiagramm. Dieses kann

nach verschiedenen Richtungen halbiert werden und aus jeder möglichen Hälfte läßt sich eine Resultierende ableiten. Die größte der so erzeugten Resultierenden gibt uns die Richtung der Faltung. Ein Vergleich der Länge der Resultierenden mit der Summe der ohne Rücksicht auf die Richtung addierten Fallwinkel ermöglicht die Ableitung eines praktischen Maßes für den Grad, in dem neben der Hauptfaltungsrichtung Nebenrichtungen auftreten („Interferenz“). Die Rechnung läßt sich dank verschiedener Rechenvorteile sehr rasch durchführen.

Eine mehr selbständige Nebenfrage war die Untersuchung der Beziehungen zwischen Fallrichtung und Fallwinkel, die zur Aufdeckung gewisser Korrelationen dieser beiden Größen führte.

Die Hauptschwierigkeit der statistischen Tektonik liegt in der richtigen Abgrenzung der Gebiete, deren Fallwinkel zusammen behandelt werden sollen. Um sie durchzuführen, ist ein sehr eingehendes tektonisches Verständnis der ganzen Gegend schon vorausgesetzt. Genau wie bei der Wahl zu einem Vertretungskörper das Ergebnis durch die sogenannte Wahlkreisgeometrie in hohem Grade beeinflußt wird, so wird der Wert der ganzen statistischen Untersuchung davon abhängen, ob das in ihr jeweils zusammengefaßte Gebiet für die gerade behandelte Frage wirklich als eine tektonische Einheit aufgefaßt werden kann.

b) Die bisherigen Ergebnisse.

Der Inhalt des Kapitels über die räumliche Verteilung der Faltung besteht zum überwiegenden Teil aus theoretischen Erörterungen der zu befolgenden Methoden. Es wurden aber doch auch schon gewisse geologische Ergebnisse gewonnen. Folgende Sätze, die freilich alle noch einer Überprüfung an der Hand weiterer Beispiele bedürfen, scheinen aus den Rechnungen hervorzugehen.

1. Die Intensität der großen Flexuren zeigt keine gesetzmäßige Abnahme von N nach S.
2. In Gebieten eines mäßigen allgemeinen Schichtabfalles kommen vereinzelte sehr steile Einfallen und Überkippungen vor. Sie fehlen aber in Regionen sehr geringer allgemeiner Neigung. Diese Erscheinung ist vermutlich mit örtlicher Gleitfaltung in Zusammenhang zu bringen.
3. Neben der Hauptfaltung sind überall viele untergeordnete Störungen nach anderen Richtungen vorhanden, die sich zum guten Teile nicht als bloß abgelenkte Äußerungen der Hauptfaltung auffassen lassen, sondern ihr gegenüber eine große Selbständigkeit zeigen. Der durchschnittliche Betrag dieser örtlichen Schichtverbiegungen ist in stark gefalteten Gebieten kleiner, in schwach gestörten aber größer als der der Hauptfaltung.
4. Die Faltungsrichtung ändert sich in den nördlichen Lessinischen Alpen von W nach O. Im mittleren Teil ist sie ziemlich genau nord-südlich. Gegen W dreht sie sich bis in die Richtung WNW—OSO. Aber auch am Ostende der Berggruppe ist sie fast südöstlich.
5. Der Betrag des Zusammenschubes in nord-südlicher Richtung ist im mittleren Teil der Lessinischen Alpen am stärksten. Gegen O und W nimmt er ab. Im nördlichen Gebirgsabschnitt ist die Abnahme gegen O sehr rasch. Betrachtet man aber das ganze Gebirge, so scheint der Zusammenschub im westlichen Teil am geringsten zu sein.

Viel bedeutsamere Ergebnisse sind zu erwarten, bis wir in einem späteren Kapitel die statistische Untersuchung der Brüche mit der der Falten verbinden können.

c) Judikarische und lessinische Faltung.

Die statistischen Untersuchungen haben uns schon mit den beiden Faltensystemen, die innerhalb der Lessinischen Alpen vorkommen, bekannt gemacht. Am Hang des Etschtales fallen die Schichten vorwiegend nach W und WNW, in den östlicheren Gebieten dagegen mit einigen Ausnahmen vorwiegend nach S. Mit dem Verhalten dieser beiden Faltungsrichtungen zueinander müssen wir uns noch etwas beschäftigen.

Vacek²⁶⁾ und im Anschluß an ihn Diener²⁷⁾ haben betont, daß die schiefen Falten und Flexuren des sogenannten Etschbuchtgebirges der tektonischen Regel folgen, nach der sie ihre Antiklinalstirn stets von dem „Stauungshindernis“ abwenden. Als Stauungshindernis gelten der Adamello und die Cima d'Asta. Daß die Aufwölbung von Recoaro nicht als solches betrachtet zu werden braucht, wurde schon oben S. 93 dargelegt. Die NNO streichenden, gegen O umgelegten Falten bezeichnen wir als judikarisch, die W—O streichenden, gegen S blickenden als lessinisch. Der stärkste Zusammenschub erfolgte vom Adamello aus. An seiner Ostseite haben sich mehrere sehr bedeutende überkippte oder überschobene Falten gebildet. Die Hauptentwicklung dieser judikarischen Falten liegt jedoch westlich der Etsch. Nur ihre äußersten Ausläufer greifen in das von mir hier behandelte Gebiet ein. Die Intensität der lessinischen Faltung ist, wie schon Vacek ausgesprochen hat²⁸⁾, viel geringer als die der judikarischen. Es muß hier übrigens bemerkt werden, daß die von Vacek so sehr hervorgehobene Regel über die Richtung der Überkipnungen gewiß nicht ausnahmslos gilt, wie schon ein Blick auf die Gesamtprofile (Tafel 3) lehrt. Wir sehen bei Folgaria eine deutliche, gegen N blickende Flexur (vgl. S. 30) und auch in der Mulde östlich M. Rover ist der Südflügel der steilere (Profil 2, südlich Naspo).

Ehe wir weitergehen, muß ich, um Mißverständnisse zu vermeiden, noch vorwegnehmend auf das Ergebnis eines späteren Kapitels hinweisen. Man findet bei mehreren Autoren, so besonders deutlich bei Boden²⁹⁾, wohl auch bei Diener³⁰⁾, die Vorstellung, daß die einem Faltensystem zugehörigen Brüche mit den Falten ungefähr parallel laufen, daß also die nord-südlichen Brüche der Lessinischen Alpen dem judikarischen System zuzurechnen sind. Ich hoffe zu zeigen, daß das Entgegengesetzte richtig ist. Zu O—W streichenden Falten gehören nur wenige ost-westliche echte Brüche (nicht Überschiebungen!), vielmehr hauptsächlich nord-südliche Querbrüche, die die Natur von Blattverschiebungen haben und unabhängig voneinander gefaltete Schollen trennen. Die N-S-Brüche der Lessinischen Alpen sind also als lessinisch, nicht als judikarisch zu bezeichnen.

Nach Mojsisovics³¹⁾ würde das Asticotale die ungefähre Grenze zwischen dem lessinischen und judikarischen Faltensystem bezeichnen. Auch Taramelli rechnet die ganzen südwestlichen Lessinischen Berge offenbar schon zum judikarischen System³²⁾. Eine solche Vorstellung scheint jedoch keineswegs begründet. Daß der nördliche Teil der eigentlichen Lessinischen Berge, der von der Marostica- und Corno d'Acquiglioflexur durchzogen wird, noch ganz unter dem Einfluß der lessinischen Faltung steht, unterliegt keinem Zweifel. Aber auch in dem Gebiet südlich davon verlaufen nach Fabiani die wichtigsten Kniefalten noch west-östlich³³⁾. Freilich treten schon in der Gegend des unteren Illasi N—S streichende Falten auf, während die O-W-Flexuren an Bedeutung verlieren (vgl. S. 42 bis 45). Leider liegen mir keine genaueren Angaben über die Gegend des unteren Squaranto- und Pantenatales vor. Wahrscheinlich spielen auch dort judikarisch streichende Falten eine gewisse Rolle. Herrschend sind sie im Pastellozug. Jedenfalls kann man sagen, daß das judikarische Faltensystem innerhalb der Lessinischen Alpen als Ganzes betrachtet gegenüber dem ost-westlichen weitaus zurücktritt. Es ist aber notwendig, noch einige Einzelheiten, die das Verhältnis der beiden Systeme betreffen, näher zu betrachten. Wir schreiten dabei von N nach S fort.

Vacek hat wiederholt auseinandergesetzt, daß in der Gegend von Trient mehrere judikarisch streichende Falten gegen O umbiegen³⁴⁾. Die nördlichste der umbiegenden Falten ist die des M. Bondone, mit der wir uns hier nicht weiter zu beschäftigen haben. Dagegen wäre zu erwähnen, daß nach der Verteilung der Schichtglieder und nach meinen spärlichen eigenen Messungen der Rücken der Marzola im ganzen ein westliches, also judikarisches Einfallen aufweist. Dasselbe gilt auch für die Hochfläche des Scanucchio. Allerdings ist die Neigung hier überall ziemlich gering. Südlich Valsorda liegt aber eine Zone ziemlich lebhaften nördlichen

²⁶⁾ Trient, S. 161. u. a. v. a. St. — ²⁷⁾ Ostalpen, S. 625. — ²⁸⁾ Roveredo, S. 203. — ²⁹⁾ Veroneser Alpen, S. 201. — ³⁰⁾ Ostalpen, S. 624. — ³¹⁾ Dolomitriffe, S. 107. — ³²⁾ Vgl. etwa Provincie venete, S. 25. — ³³⁾ Lessini medî, S. 28. — ³⁴⁾ Trient, S. 161, Roveredo, S. 203 usw.

Einfallens. Daß zwischen Roveredo und Volano ein westliches bis west-nordwestliches Einfallen weitaus herrscht, wurde weiter oben ausführlich gezeigt (S. 120 u. a. a. St.). Wir befinden uns hier im Ostflügel einer judikarischen Mulde. Bei Pomarolo und Nomi biegt diese Synklinale auf der Südseite des M. Pastornada noch O um und quert die Etsch, wobei ihre Achse sich beträchtlich hebt³⁵). Sie setzt sich ohne Unterbrechung in die Mulde von Folgaria und Lavarone fort. Auch südlich Roveredo, auf dem ganzen Zugnarücken, treffen wir vorwiegend westliches bis nordwestliches, also judikarisches Einfallen, ebensowohl auch noch östlich von Ala, wo die Antiklinale von Recoaro unter den M. Baldo untertaucht. Im nördlichen Teil der Monti Lessini i. e. S. wird diese judikarische Streichrichtung jedoch wieder von der lessinischen abgelöst, die hier am stärksten in der Corno d'Acquigliflexur ausgeprägt ist. Wie schon auf S. 41 erwähnt, waren mehrere Forscher der Ansicht, daß diese Flexur ähnlich wie die von Lafraun an ihrem Westende nach S umbiegt. Wir konnten uns dieser Ansicht jedoch nicht anschließen. Wieder ein Stück weiter südlich folgen am Ostufer der Etsch die judikarischen Kniefalten des Pastellozuges. Sie sind die am besten entwickelten der ganzen Lessinischen Alpen. Gleichzeitig trafen wir aber gerade hier besonders viele Hinweise darauf, daß auch kräftige nord-südliche Bewegungen stattgefunden haben. Dafür zeugen die Flexur von Dolce und eine Reihe von Beobachtungen am Etschbruch (vgl. oben S. 89). Die Solaneflexur biegt an ihrem Südende höchstwahrscheinlich gegen W um (vgl. S. 44). In geringerem Grade scheint eine solche Ablenkung auch bei der Pastello- und Pastellettoflexur einzutreten. Boden dürfte also kaum recht haben, wenn er behauptet, daß die lessinische Faltung sich erst am Corno d'Acquiglio bemerkbar macht³⁶). Vielmehr haben gerade im Pastellogebiet beide Faltungsrichtungen einander innig durchdrungen. Spuren der lessinischen Faltung sind in dieser Gegend aber auch westlich der Etsch noch erkennbar. Denn im südlichsten Teil des Baldozuges herrscht ost-westliches Streichen und die teilweise vorhandene Überkippung der Schichten ist hier gegen S gerichtet³⁷).

Die soeben kurz überblickten Verhältnisse zeigen deutlich, daß zwischen lessinischen und judikarischen Elementen nicht ein reinliche Scheidung, ein durchgängiges glattes Umbiegen oder dergleichen statt hat, sondern vielmehr eine innige Verzahnung, ja eine gitterartige Verflechtung. Immer wieder erscheinen im Etschtal, das im großen und ganzen ein judikarisches Längstal ist, lessinische Faltenstücke, die teilweise den Fluß zur Bildung kurzer Quertäler zwingen, teilweise auch auf seine Ostseite beschränkt bleiben. Solche lessinische Elemente im Etschtal sind, wenn wir von den nord-südlichen Blattverschiebungen absehen:

- der gegen N gerichtete Schichtabfall südlich Valsorda;
- die Mulde Pomarolo-Folgaria;
- die Corno d'Acquighoflexur;
- die Flexur von Dolce;
- der südliche Teil der Solaneflexur und
- die gegen S blickenden Falten bei Caprino im südlichen Baldozug.

Die statistische Untersuchung der Fallzeichen hat uns ferner belehrt, daß alle Teile der Lessinischen Alpen außer der vorherrschenden nord-südlichen auch eine — allerdings nur geringe — west-östliche Verkürzung erfahren haben.

Die Frage, wie diese Verhältnisse mechanisch zu deuten sind und ob der Schub aus N und der aus W gleichzeitig erfolgte, werden wir später zu prüfen haben.

³⁵) Vacek: Trient, S. 161, Roveredo, S. 203. — ³⁶) Veroneser Alpen, S. 201. — ³⁷) Bittner: Baldogebirge, S. 400. Judikarien, S. 364; Diener: Ostalpen, S. 624. Man könnte fragen, ob wir es hier nicht vielleicht nur mit dem wiederholt beschriebenen Untertauchen einer Falte an ihrem Ende zu tun haben. Da Bittner aber ausdrücklich von einer Überkippung der Schichten berichtet, reicht diese Erklärung wohl nicht aus.

Nachtrag zu S. 191.

Bei der Berechnung der Sicherheit des Unterschiedes zwischen ψ_I und ψ_{II} der Tabelle 56 wurde der Umstand vernachlässigt, daß der mittlere Fehler der Richtung der Diagrammachse direkt nur als Strecke bestimmt werden konnte und erst nachträglich in das Winkelmaß umgewandelt wurde (vgl. S. 165—167). Da der Winkel $\psi_I - \psi_{II} = 57.06^\circ$ schon recht groß ist, entsteht daraus eine merkliche Ungenauigkeit. In Anbetracht des auf S. 166, erster Absatz, Gesagten wird es genügen, zu ihrer Vermeidung folgenden Weg einzuschlagen: Man bestimmt die Differenz und ihren mittleren Fehler so, wie es auf S. 191 geschehen ist. Dann geht man aber auf den durch diese Winkel angegebenen senkrechten Abstand von der Diagrammachse, d. h. auf die Sinus der Winkel über und vergleicht diese, nicht die Winkel selbst. Man erhält

$$\sin 57^\circ 10' : \sin 4^\circ 58' = 9.706$$

statt des auf S. 191 gefundenen Wertes 13.14. Praktisch ist das Ergebnis natürlich dasselbe wie dort, daß nämlich die Differenz nicht als zufällig aufgefaßt werden kann.

Die gleiche Überlegung wäre auch auf die Differenzen der ψ in den Tabellen 69 (S. 202) und 72 (S. 205) anzuwenden. Da es sich hier aber nur um kleine Winkel handelt, ist der Unterschied belanglos. Man erhält beispielsweise in Tabelle 69, Kolonne 5, vorletzte Zeile, durch Division der Sinus 2.179, also dasselbe wie bei direkter Division der Winkel.

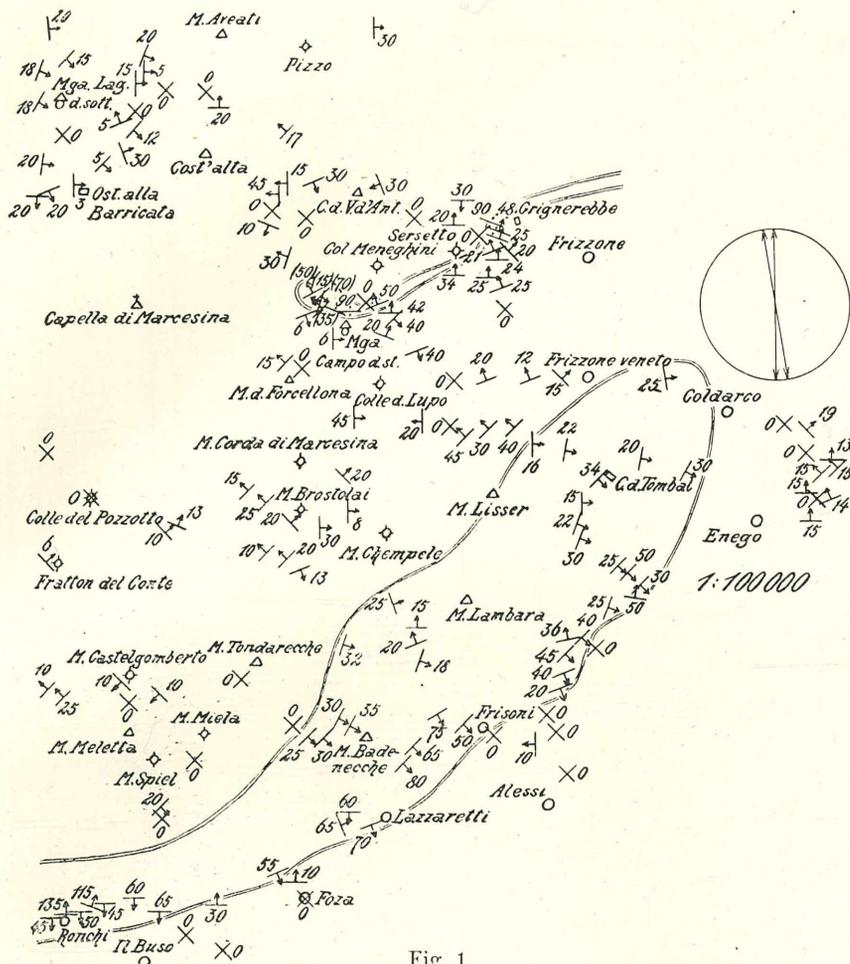


Fig. 1.

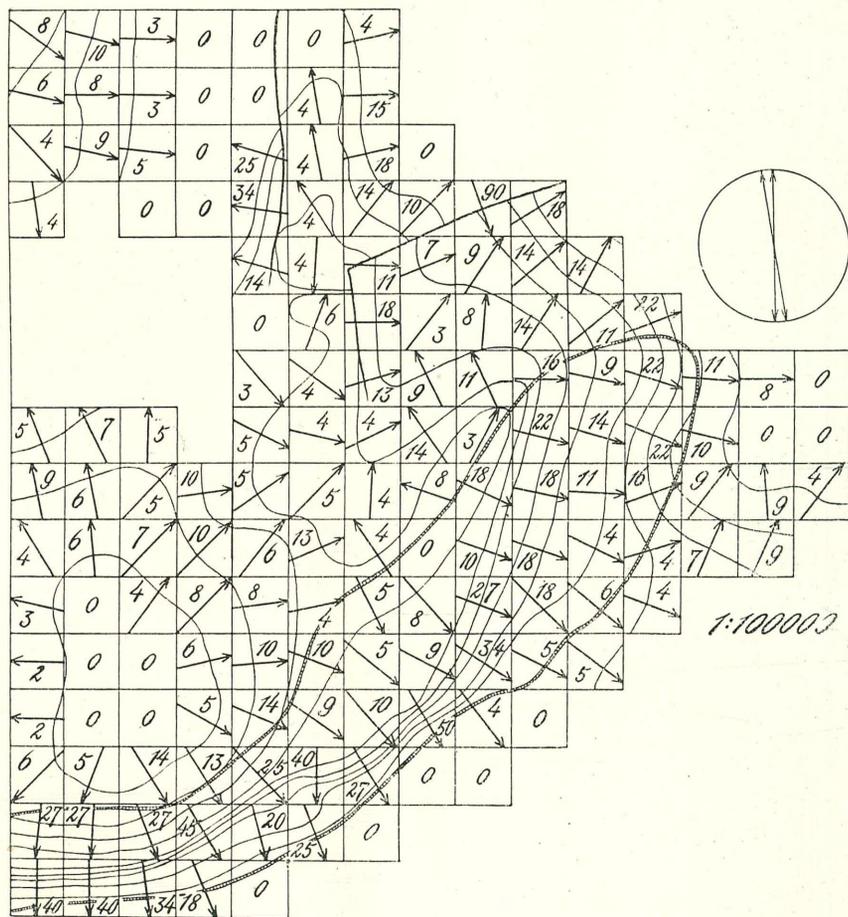


Fig. 3.

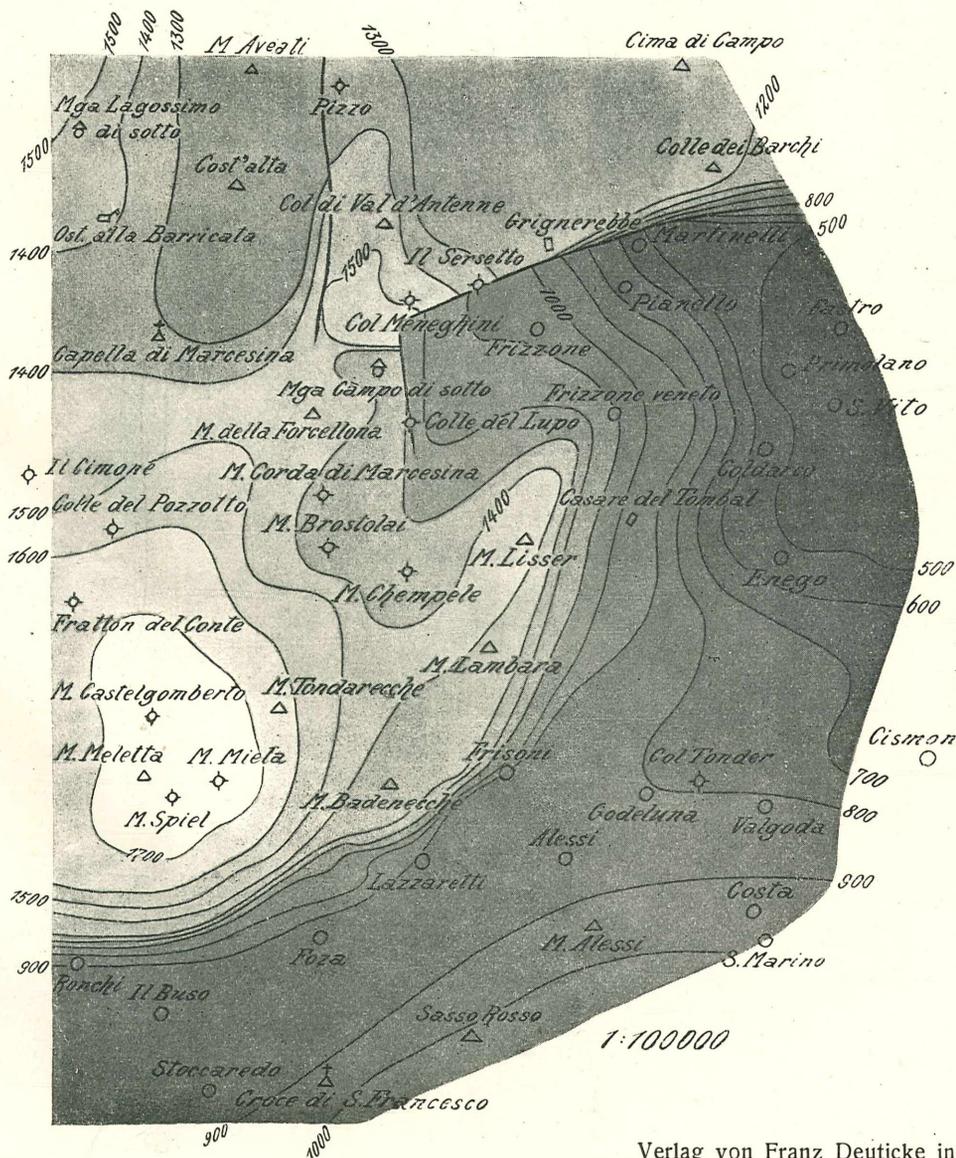


Fig. 2.

Die Lagerungsverhältnisse des nordöstlichsten Teiles der Sieben Gemeinden.

(Sektion 5647/2 der österreichischen Karte 1 : 25.000.)

Fig. 1. Empirische Fallzeichenkarte. Die Col Meneghiniflexur und Sieben Gemeindenflexur sind durch Doppellinien umgrenzt.

Fig. 2. Schematische Höhengichtenkarte der Jura-Kreidegrenze. Die erodierten Teile des Jura sind ergänzt, die Kreide ist abgehoben.

Fig. 3. Auf Grund von Fig. 2 konstruierte Fallzeichenkarte. Vgl. S. 199. Die Sieben Gemeindenflexur ist durch eine ausschräffierte Doppellinie umgrenzt.

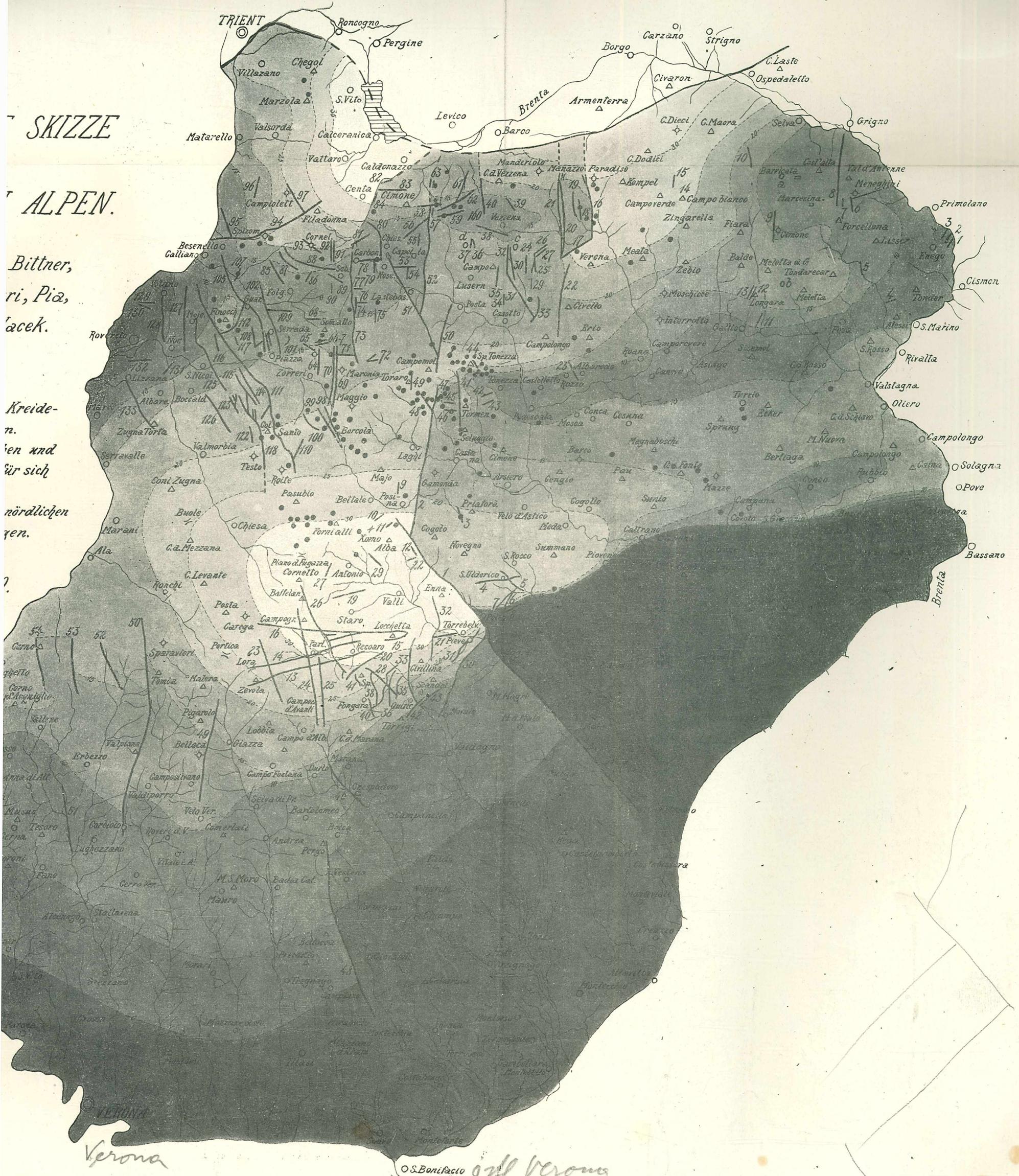
n.

SKIZZE

ALPEN.

Bittner,
ri, Pia,
lacek.

Kreide-
n.
ien und
für sich
nördlichen
gen.



Verona

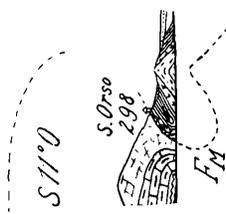
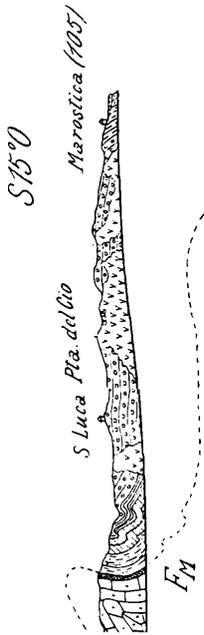
O.S. Bonifacio ostl. Verona

DREI QUERPROFILE

durch die

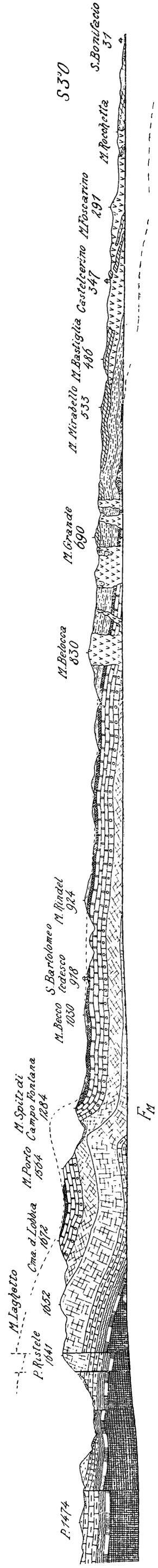
LESSINISCHEN ALPEN

nach den Aufnahmen von Fabiani, Negri, Pia, Tornquist, Trener und Vacck

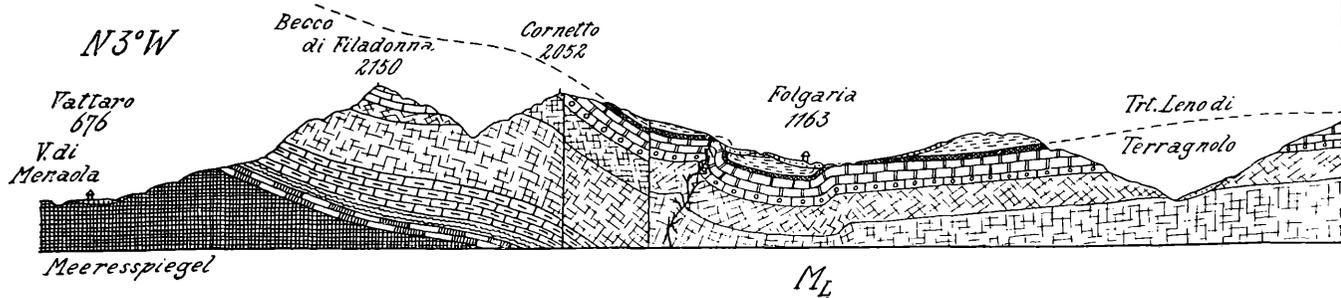
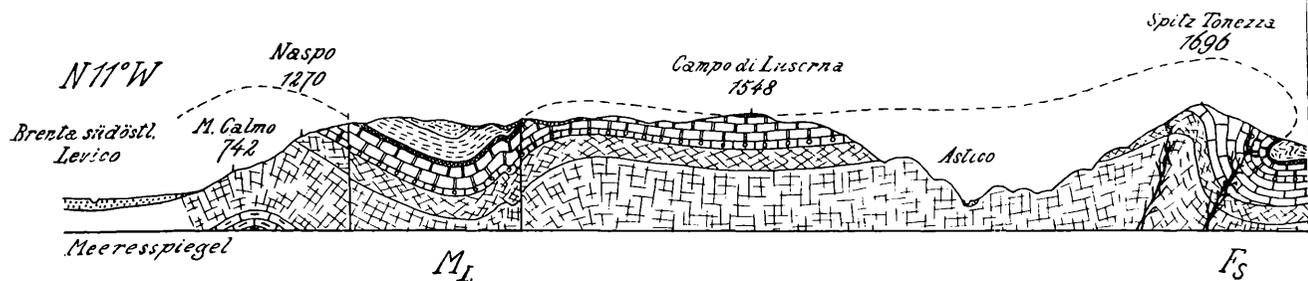
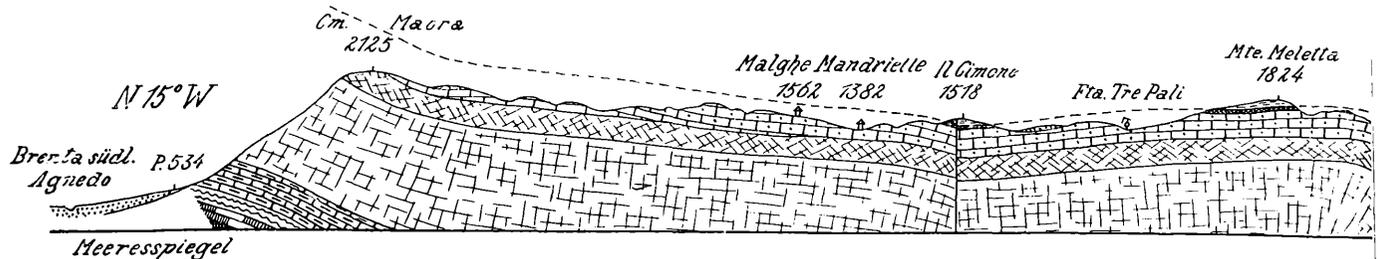


	Quartär		Oligozän		Höherer Jura		Grenzadolomit
	Basaltgänge		Obereozän		Frizzone Schichten		Hauptadolomit
	Größere Basaltmassen und Tuffe		Unter- u. Mitteleozän		Noriglio Schichten		Mitteltrias
	Mittel- u. Obermiozän		Mittel- u. Oberkreide		Liasoolith		Untertrias
	Untermiozän		Unterkreide		Verenaalkali		Perm
							Kristallin

1:100.000



I. Pia: Lessinische Alpen.



Pia design. et delin. 1920.

Tafel 4.

1. Oben links: Die östliche Tonezzaspitze vom Colle Tarbisa. Senkrecht aufgerichteter, etwas S-förmig gebogener Verenakalk der Sieben Gemeindeflexur.

2. Oben rechts: Der Campolongo von der Malga Toraro aus. Gewölbe von Grenzdolomit, Verenakalk und Liasoolith. Taucht nach rechts (S) mittels der hier sehr flachen Sieben Gemeindeflexur unter die Bianconemulde der Sette Comuni unter. Vor dem Campolongo – diesseits des Astico – das Tonezzaplateau, die Fortsetzung der Mulde der Sieben Gemeinden. Hinter dem Campolongo der M. Meletta, rechts ganz im Hintergrund der M. Grappa. Man beachte besonders den großen Unterschied in der Steilheit der Flexur auf dem Campolongo und den Tonezzaspitzen (voriges Bild), die nur durch das Asticototal getrennt sind.

3. Zweite Reihe links: P. 1596 von etwas südlich der Malga Campo di sotto in der Valle di Maron, nordöstliche Sette Comuni. Das Westende der Col Meneghiniflexur. Vgl. Textfig. 5.

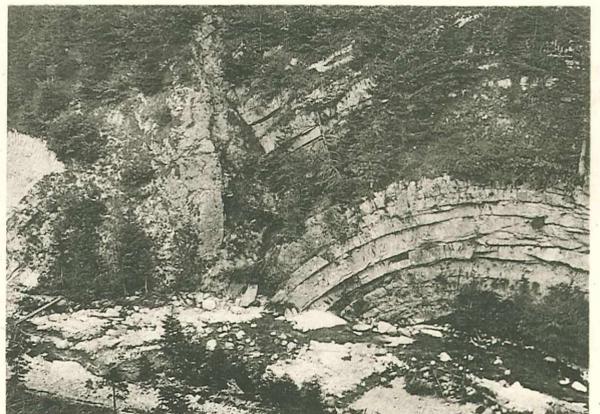
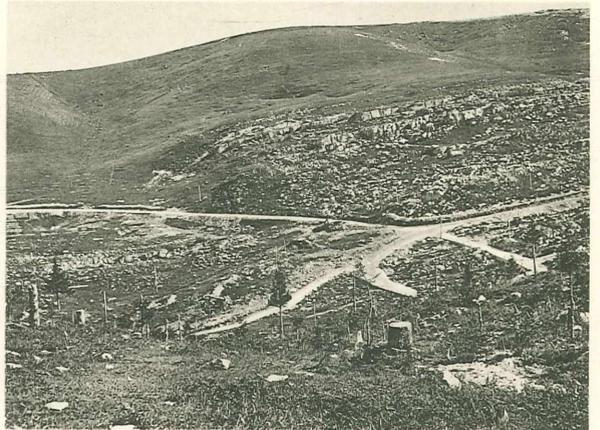
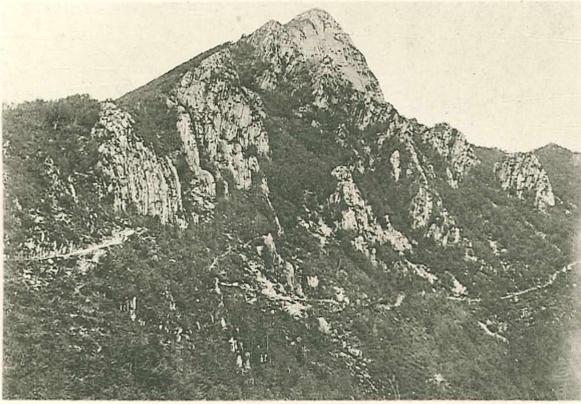
4. Zweite Reihe rechts: Das Westende des Plaut von S. Bruch Nr. 69. Oben Bianconewiesen. Von rechts (O) ziehen die Oberjurawandeln bis etwas über die Straßengabel nach links (W). Dann brechen sie ab und setzen unterhalb der Sommostraße wieder ein.

5. Dritte Reihe links: Der M. Spizom von der Cima di Reverso nördlich des Cornetto bei Folgaria aus. Im Hintergrund: 1. Kulisse M. Pastornada und Dosso Pagano; 2. Kulisse links M. Stivo, rechts Cornicello. Im Mittelgrund: Links Liasoolith und Grenzdolomit des M. Spizom, stark gegen N herabgebogen. Im Sattel verläuft der Bruch Nr. 94. Rechts Noriglioschichten und Oberjura, sanft SW fallend.

6. Dritte Reihe rechts: Col Santo und Pascolo Stè vom M. Testo aus. Der Pascolo Stè-Bruch (Nr. 118). Der Col Santo, im Bilde rechts, ist aus Noriglioschichten, Oberjura und etwas Biancone aufgebaut. Knapp rechts unter dem mittleren Gipfel (P. 2003) werden die Lias- und Jurawandeln abgeschnitten und es stößt links (westlich) Biancone gegen sie ab. Die Verwerfung zieht dann am Fuß der oberen Wände des Col Santo gegen rechts vorne. Der Rücken links rückwärts, mit den vielen Geschoßaufschlägen, besteht nur aus Biancone. Davor liegt das Plateau der Alba Alm, Oberjura und Tithon, stratigraphisch entsprechend den obersten Wandeln unter dem Col Santogipfel. Im Vordergrund, unten in der Pozzamura, Noriglioschichten.

7. Unten links: Die Val Orsaraverwerfung (Nr. 73) auf P. 1719 der Porta di Val Orsara von NW. Links die Wandeln bildenden Noriglioschichten der Costa d'Agra. Rechts auf der bewaldeten Kuppe und im Vordergrund Biancone.

8. Unten rechts: Der Val Orsarabruch (Nr. 73) im Asticototal unterhalb Cueli, auf der rechten Talseite. Rechts und bis etwas über die Mitte Noriglioschichten, gegen links entschieden herabgeschleppt. Der sehr helle Aufschluß ganz links ist steil aufgerichteter Biancone. Dazwischen, unmittelbar links des Bruches, eine tektonische Breccie, hauptsächlich aus Biancone, mit ganz zertrümmerten Hornsteinen. Im Vordergrund das Bett des Astico.

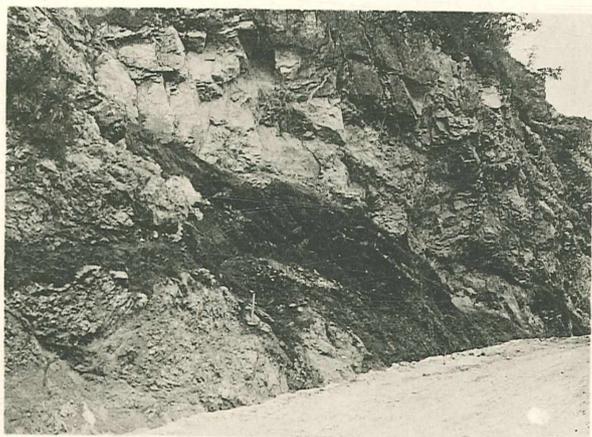
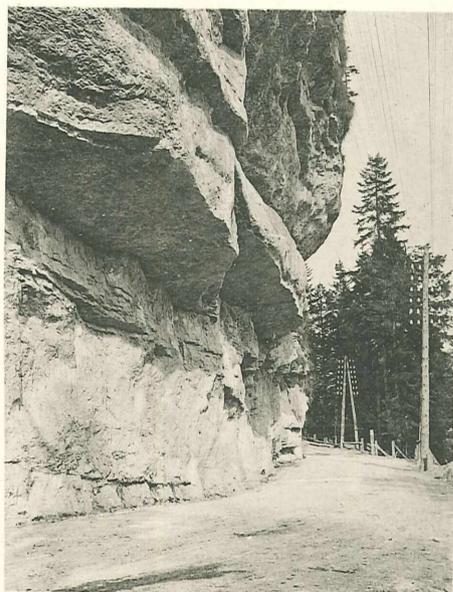
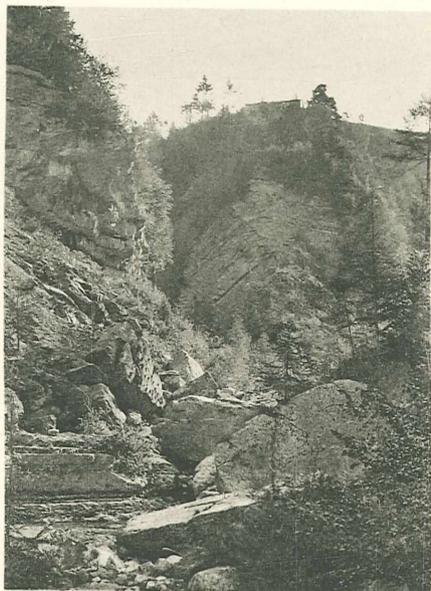
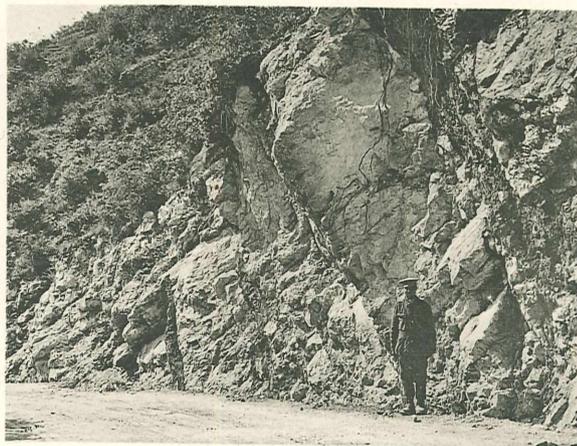


Autor phot.

Lichtdruck v Max Jafie, Wien.

Tafel 5.

1. Oben links: Liegende Kleinfalten im Biancone an der Straße westlich Girardi di sopra bei Carbonare.
 2. Oben rechts: Fünf parallele Basaltgänge im Grenzdolomit an der Straße südwestlich Castel Beseno. 1. Rechts des russischen Kriegsgefangenen. Er gabelt sich gegen unten. Der linke Ast schließt knapp oberhalb der Straße einen länglichen Dolomitblock ein. 2. Verläuft gerade von dem Mann gegen links oben. 3. Etwa 2 *cm* links des Mannes. Konvergiert gegen oben mit 2. 4. Etwa 1 *cm* links des vorigen. Er biegt in etwas mehr als Manneshöhe gegen rechts oben ab und vereinigt sich mit 3. 5. Ganz am linken Rand des Bildes, nicht deutlich zu sehen.
 3. Mitte links: Blick von der Brücke 964 im Roßbachtal bei Folgaria bachaufwärts. Gegen N gerichtete Flexur in den Noriglioschichten.
 4. Mitte rechts: Aufschluß in den Noriglioschichten an der Straße von M. Rover nach Bertoldi. Oben mächtige *Lithiotis*-Bänke, unten dünner gebankte, schieferreiche Kalke. Die sie trennende horizontale Schichtfläche gibt sich durch starke nord-südliche Striemen als eine Bewegungsfläche zu erkennen.
 5. Links unten: Lagergang von Basalt in Grenzdolomit an der Straße von Calliano nach Mezzomonte auf der rechten Seite der Val Gola.
 6. Rechts unten: Basaltgang in einer Bruchspalte (Bruch Nr. 46) an der Straße südlich der Malga Zolle di fuori. Den größten Teil des Aufschlusses in der Photographie nimmt der Basalt ein. Links Noriglioschichten, von Basaltgrus überronnen. Rechts oben ist noch etwas Biancone sichtbar. Im Basalt steckt ein Block von grauem, liasischem Kalk mit Krinoiden.
- Die Bilder dieser Tafel gehören teilweise zu Kapiteln, die erst im zweiten Band enthalten sein werden.



Autor phot.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien