Ausgegeben im April 1927

Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten

Geologische Beschreibung mit besonderer Berücksichtigung der Überschiebungserscheinungen

I. und II. Teil

Stratigraphie-Tektonik

Mit 26 Tafeln, darunter 3 Karten und 1 Profiltafel in Farbendruck und 63 Textfiguren

Von Dr. Maria M. Ogilvie Gordon

Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt
Band XXIV, Heft 1

Preis 90 Schilling

Geologische Bundesanstalt Bibliothek

Wien 1927
Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23
Druck der Österreichischen Staatsdruckerei

Gedruckt auf Kosten der Verfasserin

Dem Andenken

Freiherrn F. von Richthofen's

gewidmet,

der mich zum ersten Male in die
Geologie der Dolomiten
einführte.

Vorwort.

Dieses Werk wurde mit Ausnahme der Beschreibung und Karte des Enneberggebietes zum Zwecke der Veröffentlichung durch Sir Thomas Holland F. R. S. am 23. November 1925 der Royal Society of London übergeben.

Ich erhielt dasselbe Anfang Jänner 1926 als für die Veröffentlichung durch diese Gesellschaft ungeeignet zurück.

Darauf sandte ich dasselbe an die Geologische Bundesanstalt in Wien, wo das ganze Werk zur Veröffentlichung in den Abhandlungen aufgenommen wurde.

Die Übertragung des Werkes in die deutsche Sprache erforderte einen großen Teil des Jahres 1926.

Im Sommer von 1925 und 1926 vollendete ich meine geologische Karte des Enneberggebietes, welche mit Erlaubnis des Herausgebers in dieses Werk mit eingeschlossen wurde. Außerdem wurde noch eine Detailkarte des Rodellagipfels, 1 : 12500, hinzugefügt.

Mit wirklich großer Freude gedenke ich hier meiner Dankesschuld gegen Direktor Hammer und Oberbergrat Ampferer, Schriftleiter der Abhandlungen, für das Interesse, das sie diesem Werke entgegenbrachten, und die Unterstützung, welche sie mir durch Aufnahme des Werkes in die Abhandlungen gewährten.

Während der drei Monate, welche ich zum Abschluß der Drucklegung in Wien verwendete, genoß ich die Gastfreundschaft dieser Anstalt mit ihrer Bibliothek und ihren Sammlungen.

Im Zusammenhange mit der Herausgabe dieses Werkes entfiel auf den Schriftleiter O. Ampferer eine große Arbeit. Sein wirkliches Interesse war die entscheidende Hilfe für das Zustandekommen des Werkes.

Er übertrug die Übersetzung des stratigraphischen Teiles an Dr. J. Pia und Frau Professor Spengler. Jene des tektonischen Teiles und die letzte Korrektur der Druckbogen wurde unter seiner Aufsicht von Frau Ampferer besorgt. Den Ennebergteil habe ich in deutscher Sprache geschrieben, und Frau Ampferer hat ihn revidiert. Diesen allen wünsche ich meine aufrichtige Dankbarkeit auszudrücken.

Oberbergrat Ampferer überwachte außerdem die genaue Ausführung des Druckes der Illustrationen.

Es wäre mir unmöglich gewesen, das Werk so reich auszustatten, ohne die freundliche finanzielle Unterstützung durch den Carnegie Trustees for the Universities of Scotland, welche mir ausdrücklich für die Illustrationen gewährt wurde.

Ich wünsche, den Carnegie Trustees meinen Dank für diese Hilfe abzustatten.

Die geologische Beschreibung des Fassa-Grödener Gebietes wurde von mir zweimal verfaßt.

Das erste Manuskript befand sich zur Übersetzung in den Händen eines deutschen Studenten in München und der erste Druck einer geologischen Karte 1 : 25000 in meinen eigenen in Schottland, als im Jahre 1914 der Krieg ausbrach.

Der Verleger der Karte war die Firma Klein & Volbert, welche die Herausgabe unter Leitung des seither verstorbenen Professors Rothpletz vorbereitete.

Alle Verbindungen wurden durch den Krieg zerrissen und ich konnte das erste Manuskript nie mehr zurückerhalten. Nach Schluß des Krieges trat 1919 der Tod meines Mannes ein.

Auch Professor Rothpletz war im Jahre 1918 gestorben. Erst 1922 konnte ich wieder nach München reisen und nach meiner Karte forschen. Ich fand, daß der Druck der Karte von neuem in Angriff genommen werden müsse. Da es notwendig war, meine Erinnerungen aufzufrischen und das Gebiet zu revidieren, reiste ich in die Dolomiten. Auf meine Einladung kam im Sommer 1922 und 1923 Herr Dr. J. Pia aus Wien auf eine Woche oder zehn Tage zu mir in die Dolomiten, da er mir bei der Vorbereitung des deutschen Manuskripts über die Stratigraphie behilflich sein und das Gebiet kennen lernen sollte.

Ebenso lud ich Herrn Dr. John Evans F. R. S. aus London ein, welcher mir versprochen hatte, einige Dünnschliffe der Eruptivgesteine von Buffaure zu untersuchen und zu beschreiben. Es war ohne Zweifel von großem Werte, mit diesen Geologen Exkursionen zu unternehmen und so die Möglichkeit zu haben, schwierige Fragen gleich an Ort und Stelle zu erörtern.

Im Sommer 1926 hatte ich die Gelegenheit, mit Herrn Dr. Ampferer einen großen Teil des Gebietes noch einmal zu besuchen.

Die Ergebnisse dieser Reise konnten teilweise noch zu Verbesserungen des Textes verwendet werden.

Eine Anzahl der hier beschriebenen Dünnschliffe wurden von Dr. Evans für mich geprüft, bei anderen hatte ich die freundliche Mithilfe von Lady Mac Robert.

Dr. J. Pia war mir in verschiedener Richtung nützlich, besonders bei der Eintragung der neuen Beobachtungen und Korrekturen in die Karte und bei der Beaufsichtigung des ersten Kartendruckes.

Er zeichnete meine geologischen Originalprofile der Tafeln Buffaure und Monte Dona sowie zwei durch die Aschkler Alpe in Schwarz und Weiß für die Veröffentlichung.

Außerdem nahm er auf den gemeinsamen Touren einige Photographien nach meinen Anweisungen auf, von denen einige mit seinem Namen sich unter den Illustrationen dieses Werkes befinden. Über diese Hilfe war ich sehr erfreut.

Auch danke ich Herrn Direktor Schaffer für alle Erleichterungen, welche er mir bei der Benutzung der Hilfsmittel der geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien gewährte.

Der paläontologische Teil des Werkes wurde in München im Paläontologischen Museum ausgearbeitet, an welches ich fortlaufend seit meinen Studien unter Professor Zittel und Professor Rothpletz meine Fossilien aus den Dolomiten geschickt hatte.

Ich wurde hier von Professor Broili und seinen Kollegen mit der größten Freundlichkeit aufgenommen.

Mit Ausnahme der schon erwähnten Profile wurden alle kolorierten und anderen Profile des Fassa- und Grödener Gebietes sowie die Text Illustrationen dieses Gebietes von A. E. Norman-Haynes der Geological Survey of England für den Druck neu gezeichnet.

Die Karte von Enneberg und jene des Rodellagipfels sowie die Illustrationen dieser Gegenden wurden von F. Huber an der Geologischen Bundesanstalt in Wien für den Druck ausgeführt. Alle Landschaftsbilder, mit Ausnahme der schon erwähnten, wurden von mir selbst aufgenommen.

Die geologische Karte des Fassa-Grödener Gebietes wurde durch die Firma Klein & Volbert unter meiner Aufsicht in München gedruckt. Sonst ist das ganze Werk unter Leitung von Oberbergrat Ampferer in Wien von der Staatsdruckerei hergestellt worden.

M. M. Ogilvie Gordon.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort V
Inhaltsverzeichnis VII
Einleitung XIV

Stratigraphie.

Perm.

Seite

Der Quarzporphyr 1
Die permischen Sedimente (Grödener Sandstein und Bellerophonkalk) 2
Ballestprofil 2
Fossilführung 4

Trias.

Skythische Stufe. — Werfener Schichten 6
Profil der Gran Roa 7
Profil der Pufler Schlucht 7
Profil bei Bad Ratzes 8
Profil des Weißenbaches bei Salegg 8
Profil oberhalb Weißlahnbad 8
Profil im unteren Durontal 9
Profil der Val Dona westlich Campestrins 10
Profil bei Favè auf der Ostseite des Fassatales 10
Profil am Nordwesthang der Punta di Vallaccia 11
Profil bei Fuchiade 11
Profil am Villnöspaß 12
Profil oberhalb Pederoa in Enneberg 12
Allgemeines Profil der Werfener Schichten 13

Anisische Stufe. — Untere Gruppe.

Einleitung 14
Profile aus dem Schlerngebiet 14
Profil auf der Ostseite des Fassatales zwischen Fontanazzo und Campestrin 16
Profil auf der Westseite des Fassatales oberhalb Ronch . . . 17
Profil auf der Westseite des Fassatales nächst Vigo 17
Profil am Col de Fontanive 18
Profil des Costabella-Uomo-Kammes (Fuchiade) 18
Allgemeine Bemerkungen 19
Die Zurechnung des „Richthofenschen" Konglomerates zum Muschelkalk 19
Der untere Muschelkalk im Gebiet von Campil und Enneberg . 20

Anisische Stufe. — Obere Gruppe.

a) Mendoladolomit und -kalk mit *Physoporella pauciforata* Gümbel sp. 25
Das Fassa—Gröden Gebiet 25
Das Gebiet von Enneberg 26
Allgemeine Bemerkungen 27
b) Bituminöse obere Zone 28
Das Auftreten der *Diplopora annulatissima* Pia an den verschiedenen Fundstellen. Sora Freina, Südseite des Grödener Tales 29
Langkofelmasse (Nordseite und Nordostecke der Gruppe) . . . 30
Col Rodella 31
Nordhang des Sass da Saliceng in Fassa 32
Die Rosengarten- und Vajolet Dolomitmasse 33

Seite

Seceda-gipfel 33
Fermeda-, Geisler- und Medalgeskette 33
Identität mit den „unteren Buchensteiner" Schichten bei Mojsisovics 33
Vergleich mit den „Dontschichten" 34

Ladinische Stufe.

a) Buchensteiner (und Obere Buchensteiner) Schichten (Zone des *Protrachyceras Reitzi* und *Protrachyceras longobardicum*) 34
Einleitung. Richthofens Definition der Buchensteiner Schichten 34
Richthofens Profil von Pufels und Seiser Alpe 34
Profil am Medalgesrücken 36
Die eruptive Schichtenfolge:
Zone I. Gruppe der vulkanischen Spaltenbreccien und Tuffe 37
Zone II. Gruppe der sogenannten „typischen Augitporphyrite" 38
Zone III. Gruppe der Palagonittuffe und Tuffkalkbreccien . . . 39
Zone IV. Gruppe der Mandelsteinlaven, Trümmertuffe und Gänge 40
Die Eruptivgesteine der Wengener Gruppe 40
Mikroskopische Struktur der Wengener Laven (Buffaure) . . . 41
Quantitative Analysen der Haupttypen in der Eruptivserie . . . 41
Die kalkig-dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten in der Fermeda-Geisler-Gruppe 43
Profil der Pana-Scharte 43
Seceda—Aschkler; Westwand 45
Die obere Buchensteiner Gruppe auf der Aschkler Alpe . . . 45
Profil bei der Aschkler Alpe 46
Nachbarschaft von Festlandsgebieten 48
Aufschlüsse im Grödental oberhalb St. Christina 48
Die Buchensteiner Schichten im Saltrietal 49
Das Saltrietal oberhalb des Jendertales und aufwärts bis zur **Seiser Alpe** 52
Profil im oberen Saltrietal unterhalb der Trojer Alpe 52
Das Ausdünnen der Eruptivgesteine gegen S 53
Die Aufschlüsse der Buchensteiner Schichten im Pitztal . . . 55
Der Einschnitt des Pufler Baches und der Puflatsch 56
Buchensteiner Profil am Nordhang des Puflatsch 57
Die Lage einer Eruptionszone im Gebiet von Gröden 59
Die Frommbach-Schlucht südlich des Puflatsch 59
Die Frötschbach-Schlucht 61
Die Buchensteiner Schichtfolge des Frötschbaches 62
Der Übergang von der eruptiven zur dolomitischen Fazies am **Schlern** 64
Die Dolomitfazies der Buchensteiner Schichten im Schlern und Rosengarten 65
Die Buchensteiner Serie im **oberen Grödener** Gebiet 66
Buchensteiner Folge bei Pozza, am Nordabhang des Grödener Tales unterhalb Wolkenstein 66
Die Südabhänge des Grödener Tales oberhalb von Wolkenstein 68
Übergang der Buchensteiner Fazies zum Schlerndolomit des Langkofel 70
Die Buchensteiner Kalkfazies des **Rodellagipfels** 70

Seite

Die Mischfazies aus Eruptivgesteinen und Kalk südlich vom **Langkofel** 71
Die Chiarvenna Abhänge südlich vom Plattkofel und den Masareihütten 72
Profil bei der Sofos Alpe im **Durontal** 73
Die Schubfläche von Fraina 74
Auf der Schneid 75
Das Gebiet vom Seiser Alpenhaus und Mahlknecht 76
Das Mahlknechtjoch; die Grenze zwischen der Eruptiv- und der Dolomitfazies 77
Allgemeine Schlußfolgerungen 79
Der Duronpaß. Faziesrand und Kontaktmetamorphosen 80
Die Faziesbeziehungen der Buchensteiner Schichten bei Al Vidoi und Sot Cresta 82
Die Buchensteiner Schichtenfolge am **Monte Dona**, westlich vom Fassatal 84
Profil Ponsin-Dona 85
Gänge an den Abhängen des Monte Dona 86
Die Eruptivzone im Donagebiet und Durontal 86
Die Buchensteiner Kalke und Eruptivfazies im **Buffaure Massiv** 87
Profil Grepa-Dui 87
Die Pallua- oder Albacia Terrasse. Das Auftreten von Buchensteiner Kalken 90
Die Schlucht von Drio le Palle und die Laven von Ciamol . . 91
Die Faziesgrenze an den Abhängen des Col de Mesdi 92
Buchensteiner Schichten vom Doy de Sora und Fontanive . . 95
Eruptivbreccien des Col de Pisol 96
Allgemeine Schlüsse über das Vorkommen der Buchensteiner Schichten an der Westwand des Buffaure 97
Die Buchensteiner und Eruptivgesteine im S von Buffaure und gleichzeitige Eruptivspalten und -verwerfungen 98
Die Faziesbeziehungen an den Ostabhängen der Mairinskalke . 100
Die Faziesgrenze bei Mezza Selva und Lagergang Intrusionen . 101
Die eruptive Serie des Sass di Dam, Profil von Sass di Dam gegen Sauch 102
Die Eruptivfolge im Val di Roseal 103
Der Sass di Rocca und der östliche Teil von Buffaure 104
Die Kalkfazies der Buchensteiner Schichten am **Col Ombert** . 105
Die Buchensteiner Schichten im N von Buffaure 106
Die Buchensteiner Schichten im S von Buffaure 108
Die Buchensteiner Schichten im NO von Buffaure 108
Sass d'Arbacia in der östlichen Rodellagruppe 108
Cima di Rossi: eruptive Schichtenfolge 109
Tiefere Gesteine der Cima di Rossi 109
Allgemeine Bemerkungen 110
Die Schichtenfolge der oberen Buchensteiner Eruptivfazies . . 111
Krustenbewegungen in der oberen Buchensteiner Zeit 112

Wengener Schichten.

(Fortsetzung der Ladinischen Stufe.)

Zone des *Protrachyceras Archelaus* Laube.

Einführung in die gleichzeitigen Krustenbewegungen 113
Die Nordseite des Grödener Tales 114
Aschkler Alpe: Ostseite 115
Schwatschalpe 115
Die Südseite des Grödener Tales. Wengener Schichten im Wiesenland von St. Christina 115
Wengener Schichten auf der Seiser Alpe 116
Wengener Schichten neben Heißböck 117

Seite

Der Abhang des Puflatsch gegen Unternonn 118
Die Süd- und Ostseite der Seiser Alpe 118
Wengener Schichten unterhalb des Col dal Fill (Saltricabhänge) 119
Die Wengener Eruptivfazies im Gebiet des Lang- und Plattkofels 120
Die Wengener Schichten am Sellajoch und der Nordabhang der Rodella 121
Die Wengener Schichten im Gebiet des Fassatales 123
Wengener Schichten in Beziehung zur Buchensteiner und Cassianer Serie 124

Karnische Stufe.

A. Cassianer Schichten. Zone des *Trachyceras Aon* Wissmann 125
Die Nordseite des Grödener Tales 125
Profil der Cislesalpe 125
Drei Profile durch die Nordwand von Seceda zur Fermeda . . 126
Einfluß der Deformationen 130
Cassianer Schichten auf der Seiser Alpe 131
Profil der Cassianer Schichten im Süd-Puflatsch 132
Profil vom Grünserbüchl zum Bachbett des Salzerbaches . . . 133
Profil im tieferen Teil des Tschafornbachs 134
Die Aufeinanderfolge und die Wechsellagerung von Dolomit und Tuff 134
Die Roßzähne und der Alpl-Rücken 135
Profile durch die Roßzähne 136
Die Nordabhänge des Schlern-Massivs 138
Profil unter dem Punkt 1802 *m* östlich von der Euringer Spitze 139
Einige Typen von Eruptivgesteinen im Gebiet der Roßzähne und Tierser Alpe 140
Cassianer Schichten im Langkofel- und Plattkofelgebiet 141
Die Rafreider Abhänge und die Faziesgrenze 141
Profil unterhalb der Grohmannspitze 142
Der Faziesübergang bei Sa Cöul 142
Beziehungen der Cassianer Schichten an der Westseite zum Schlerndolomit 143
Die Cassianer Schichten am Sellajoch 144

B. Raibler Schichten.

Zone des *Protrachyceras Aonoides* Mojsisovics.

Schlern Plateau 145
Die „Schlernplateau-Schichten" 146
Sedimentfolge im Schlerngebiet 148
Die Raibler Schichten im Langkofelgebiet und östlich von der Incislesalpe 149
Raibler Schichten im Sella Massiv 149
Raibler Schichten am Sett Sass 150
Raibler Schichten am Lagazuoi 151
Raibler Schichten bei Heiligkreuz 151
Zusammenfassung 153
Das Dolomitmassiv südlich von der Seiser Alpe und vom Duronpaß 154
Die zwei Haupttypen der Fazies und die Korallenrifftheorie . . 157

Die Norische Stufe.

Dachsteindolomit und Kalk 164

Übersicht der Faziesentwicklung.

Liste der systematischen Abteilungen 165
Übersichtstafel der Faziesentwicklung 166
Der spätere Einfluß der faziellen Übergänge 168

Tektonik.

Gröden und Fassa.

Die Nordseite des Gröden Tales.

Seite

Einleitung . . . 170
Gebiet von St. Ulrich . . . 171
Die Überschiebungen an der Südseite des Pitschberges . . . 174
Der Ostrücken des Pitschberges . . . 176
Der Nordwestrücken des Pitschberges . . . 178
Die Schubfläche an den Westhängen des Pitschberges . . . 178
Kuka Paß gegen Seceda . . . 179
Zusammenfassung . . . 182
Die Nordwand der Seceda . . . 183
Die O-W-Verwerfungen der Aschkler und Kukaalpe . . . 185
Die WNW-OSO-Faltungen . . . 187
Die N-S-Verwerfungen an den Incisleshängen . . . 187
Einige Grundzüge der Deformationen in der Schubmasse . . . 189
Das Südgehänge der Schwatsch Alpe . . . 191
Der Gröden Paß. Das Westgehänge oder das Gebiet von „Plan“ 193

Die Südseite des Gröden Tales.

Die Sorafreina Alpe . . . 195
Die Christina-Bergwiesen . . . 197
Piz de Sella . . . 198
Der Ampezzankessel und Sa Cöul . . . 199
Die Überschiebungen in der Langkofel-Nordwand . . . 200
Allgemeine Folgerungen . . . 202
Die Westfront der Langkofel- und Plattkofel-Schubmasse . . . 203

Die Seiser Alpe.

Einleitung . . . 205
Das Saltrie(Jender)tal . . . 205
Zusammenfassung über das Saltrietal . . . 208
Die Pitzbach Schlucht . . . 208
Die Pitzberg-Zickzackverwerfung . . . 210
Das Puflatschgebirge. Der untere Puflatsch . . . 211
Die Puflatsch-Alpe . . . 212
Die Westseite des Puflatsch . . . 213
Die Westseite der Seiser Alpe . . . 213
Die Ostseite der Seiser Alpe . . . 215
Die Nordhänge des Schlerns . . . 216

Das Dolomitgebiet von Schlern und Grasleiten.

Das Schlernplateau . . . 217
Die Tierser Alpe . . . 218
Die West- und Südhänge des Schlerns . . . 220
Torsionswirkungen im Schlernmassiv . . . 220
Die Synklinale des Tschamintales . . . 221
Die Grasleiten-Verwerfung . . . 222
Die Vajolet-Verwerfung . . . 223
Die Ostseite des Grasleiten- und Vajolet-Dolomitmassivs . . . 224
Zusammenfassung . . . 224

Das Gebiet von Duron Paß und Monte Dona.

Die O-W-Verwerfungen der Mahlknechlgegend . . . 225
Die O-W-Verwerfungen am Nordhang des Durontales . . . 226
Die Duronpaß-Verwerfung und die Torsionsverschiebungen von Monte Dona . . . 228
Zusammenfassung . . . 231

Der Rodella Berg.

Die Schubkeile an den Westhängen . . . 232
Die Schubfläche unter dem Rodella-Gipfel . . . 234
Einige Merkmale des Schubkeils am Rodella-Gipfel . . . 238
Das Sellajoch . . . 239
Die Südostgehänge der Rodella . . . 240
Das Salleital ober Canazei . . . 241
Sass d'Arbacia . . . 242
Zusammenfassung . . . 242
Die Querverwerfungen an der Rodella . . . 243

Das Monte Dona Gebirge.

Seite

Die Überschiebungs-Strukturen . . . 243
Die Fontanazzo-Scholle . . . 244
Die Fontana-Scholle . . . 246
Die Cerpei-Scholle . . . 246
Das Südgehänge des Monte Dona . . . 248
Das Nordgehänge des Monte Dona . . . 249
Die Überschiebungen am Monte Dona . . . 251
Die Westhänge des Fassatales unterhalb Mazzin . . . 251

Das Buffaure Massiv.

Einleitung . . . 254
Die Nordabstürze des Buffaure Massivs . . . 255
Die Schubfläche am Nordwestgehänge. Col Pelos und Dui Alpe . 257
Die Schlucht von Drio le Palle . . . 258
Die Schubflächen an den Südwesthängen. Die Scholle von Fontanive . . . 262
Doy de Sora . . . 267
Doy de Sot . . . 268
Fourjalai und Col de Pisol . . . 269
Die Sumelabach-Schlucht . . . 270
Die Hänge von Toal longo und die Linie von Pian de Largo . 272
Zusammenfassung . . . 274
Die unterschobenen Werfener Schichten unter Toal longo . . 274
Die N-S-Verwerfung bei Cigolon . . . 275
Horizontale Verschiebung der Faziesgrenze nach SW . . . 276
Die Schubfläche von Vallaccia . . . 276
Beweis für das Vorhandensein älterer Faltungen . . . 276
Die Hochwiesen des Buffaure Massivs. Die Grepa Alpe und der Gipfelkamm . . . 278
Ciamol und Bel Col . . . 279
Die oberen Hänge des Sumelatales . . . 281
Der Kamm von Drio le Palle . . . 282
Die Buffaure Alpe und der Südabhang zum Val Nicolo . . . 283
Die Schubfläche des Sass Bianc . . . 285
Zusammenfassung . . . 287

Die Contrin Alpe und das Collaz Gebirge.

Der Varoskamm . . . 287
Zusammenfassung . . . 290
Die Schubfläche westlich von Ciamp de Mez . . . 290
Das Collazgebirge . . . 291
Die Ciampaz- oder Westseite des Collaz . . . 294
Die Deformationen im Gebiete des Collaz . . . 295

Das Nordostgehänge von Sass da Saliceng.

Die Nordostgehänge gegenüber Alba . . . 296
Lagergänge von Tuffbreccien in Werfener Schichten . . . 298

Die Beziehungen des Buffaure Massivs zu seiner Umgebung.

Col del Lares . . . 301
Zusammenfassung . . . 302
Das Vallaccia Massiv . . . 303
Die Abhänge von Cima di Rossi und Penia (Fedajatal) . . . 304
Die Fedajaabhänge bei Penia . . . 304
Zusammenfassung . . . 305
Die Abhänge von Cima di Rossi zum Fassatale . . . 306
Die Beziehungen der Cima di Rossi zu dem benachbarten Gebiet von Fassa . . . 307
Die ursprüngliche Lage der Haupteruptions-Spalte in Fassa . . 308
Die Synklinallage des Buffauremassivs . . . 310
Die zwei Faltungssysteme im Buffaure . . . 311

Allgemeiner Überblick des Fassa Gebietes.

Kreuzende Faltungen . . . 313
Bemerkungen über die faltenden und deformierenden Bewegungen 315
Beweise für mitteltriassische Krustenbewegungen . . . 317
Die O-W-Verwerfungen . . . 318
Interferenz-Erscheinungen . . . 319

Enneberg.

Seite

I. Überblick über die Stratigraphie.

I. Überblick über die Stratigraphie 321

II. Tektonische Beschreibung. Gebiet von Villnös und Peitlerkofel.

Die geologischen Verhältnisse zwischen Geislerspitzen und Medalges-Rücken 327
Die Villnöser Antikline am Bronsoijoch 328
Die Überschiebung südöstlich vom Peitlerkofel 330
Die Flexur südlich vom Col Vercin 331
Der Biocer O-W Bruch 332
Die Bespack-Überschiebung 332

Das Campiler und Gader Tal.

Der Rücken zwischen Campiler und Gader Bach 333
Das Gehänge westlich des Gader Tales. Die Strecke Costisella bis Pederoa 335
Der Osthang des Gader Tales oberhalb Costisella. Die Strecke Pontatg-Costisella 337
Die Strecke Costisella—Pederoa. Die Talschlucht 340
Die oberen Gehänge im Osten: Franazza-Überschiebung . . . 341

Seite

Das Gebiet von Wengen und Rittjoch.

Die Werfener Schichten zwischen Pederoa und Romesllungs . 343
Die Gader Talschlucht unterhalb Pederoa. Die verschuppte Masse der Randzone 345
Das Gehänge nördlich des Wengentales. Der Kamm gegen das Gader Tal 348
Der Rittberg und Col-Fegnus-Kamm 349
Das Rittjoch 350
Die Schubmasse des Rittjochs 351
Die Paresberg Störung 352
Das Rau Tal 354

Die Umgebung von St. Vigil.

Die Gegend von St. Vigil 354
Der Jöchl-Übergang 355
Der Osthang des St. Vigiler Tales. Furkel und Piz da Peres . 355
Zusammenfassung 360
Das Roa-Blancia-Tal unterhalb des Paratscha Berges 361
Die Abhänge von „Pla“ südlich von Roa Blancia 363

Übersicht der Tektonik von Enneberg.

Übersicht der Tektonik von Enneberg 364

Seite

Literatur zur Geologie der Dolomiten 370

Illustrationen.

Textfiguren.

Seite

Fig. 1. Reihenfolge der Schichten westlich Panajoch an der Seceda-Pana-Scharte 43
„ 2. Obere Buchensteiner Reihenfolge, Aschkler Alpe. Vergrößerung dazu 47
„ 3. Einkeilen grober Konglomerate in obere Buchensteiner Schichten bei Pozza 47
„ 4. Gänge in der Seitenschlucht des Jendertals (Saltrie) . 49
„ 5. Gänge im oberen Buchensteiner Kalk, Ostseite des Saltrietals 50
„ 6a. „False bedding" im Saltrietal 53
„ 6b. Rechte Seite des Saltriebaches, gegenüber der Trojerhütte. Diskordanz 53
„ 7. Saltrietal (Ostseite). Tuffkonglomerate 54
„ 8. Lagergang in Wengener Schichten, Unternonn, Süd-Puflatsch 58
„ 9. Lagergang in Tuffschiefer, Nord-Puflatsch 59
„ 10. Profil durch den Abhang vom Dona-Kogel zum Durontal 80
„ 11. Südansicht der Faziesgrenze von Dociurill 84
„ 12. Profil oberhalb Pallna-Westwand Buffaure 90
„ 13a. } Faziesgrenze am Col de Mesdi, Westseite Buffaure . 92
„ 13b. }
„ 14. Eingreifen der Tuffe in Marmolatakalk, östlich Mairins, südlich Buffaure 100
„ 15. Zerschnittener Lagergang, Ost-Rodella 109
„ 16. Schematische Skizzenkarte der Faziesverteilung gegen Ende der oberen Buchensteiner Periode . . . 112
„ 17. Schematisches Profil durch den Meeresboden zu Anfang der Wengener Periode 112
„ 18. Faziesgrenze am Kleinen Fermeda-Turm 128
„ 19. Photographie der Roßzähne 136
„ 20. Profil durch „Grüner Fleck", Sellamassiv 144
„ 21. Profil durch die Raibler Schichten oberhalb der Heiligkreuzkirche 152
„ 22a. Faziesgrenze (schematisch), Ostseite des Langkofel-Massivs 159
„ 22b. Profil NNO—SSW durch die Langkofelgruppe . . . 158
„ 23. Terrasse in der Fermeda-Gruppe 161
„ 24. Profil 1 Pitschberg, Nordseite des Grödener Tales . 172
„ 25. Profil 2 O—W durch die Schubmasse Oberwinkel—Kuka Sattel—Pitschberg—Aschkler 155
„ 26. Profil 3 NO—SW, Fermeda—Pitschberg—Grödental . 183
„ 27. Gekrümmte Richtungen der neu gebildeten Falten und Verwerfungen während einer Überschiebung gegen W 189
„ 28. Skizzenkarte der Störungen des Pitschberggebietes . 189
„ 29a. Schematischer Grundplan des ursprünglichen WNW—OSO-Streichens und der späteren Überschiebung einer Scholle gegen W 191
„ 29b. Ausbildung der Faltung an der Stirne einer gegen W bewegten Schubmasse 191

Seite

Fig. 30. Schematischer Grundplan eines Faltungssystems, wobei eine ältere Faltung durch NNO-SSW-Faltung deformiert erscheint 192
„ 31. Profil 4 Langkofel—Ciamp di Pinoi—Gröden Tal—Rotspitzen 195
„ 32. Profil 5 Langkofel—Sellajoch—Sella-Massiv 195
„ 33a. } Schema von horizontaler Verschiebung gegen N, entstanden durch Überkippung älterer Brüche und Falten 196
„ 33b. }
„ 34. Langkofel, Profil N-Wand 202
„ 35. Schematischer Grundplan des Nordrandes der Seiser Alpe 211
„ 36. Überschiebung bei Fraina im Durontal 227
„ 37a. } Krümmung eines Ost-West-Bruches und der anliegenden Schichten gegen SSW 227
„ 37b. }
„ 38. Skizzenkarte des Monte Dona- und Duronpaß-Gebietes 230
„ 39. Schematischer Grundplan der Mahlknecht—Rodella Tektonik 243
„ 40. Profil im Val Dona durch P. 1840 *m* 247
„ 41. Ansicht des Gehänges Al Vidoi—Sot Cresta von O . 249
„ 42. Skizze der verbogenen Schubfläche in der Westwand der Drio-le-Palle-Schlucht, West-Buffaure . . . 259
„ 43. Profil östlich Ponte Toal, Fontanive Scholle, Buffaure 263
„ 44a. } Profil von Col de Pisol und südlich von Col de Pisol, Südwestwand Buffaure 269
„ 44b. }
„ 45a. } Schematischer Grundplan zweier aufeinanderliegender Schollen von einem späteren Schub getroffen . 276
„ 45b. }
„ 46. Torsions-System des Fassatals 276
„ 47. Deformation der WNW-OSO-Faltung durch Schub gegen W 277
„ 48. Profil La Peles da Menin, Buffaure NO, gegen Alba . 298
„ 49. Profil Piani Lagusel, südlich von Val Nicolo 302
„ 50. Grundplan des Buffaure-Torsions-Systems 303
„ 51. Typischer Querschnitt einer Schubmasse 316
„ 52. Profil Wörndlelochalpe, Kreuzkofljoch, Bronsarabach 330
„ 53a. Profil NNO—SSW durch Col Vercin 331
„ 53b. Profil Peitlerwiese—Col Vercin—Bespackwiese . . . 331
„ 54a. } 2 Querprofile durch die liegende Tschengles-Falte und Überschiebung 334
„ 54b. }
„ 55. Aufschluß links der Hauptstraße bei der Pederoa-Brücke 336
„ 56. Einschlüsse in Lava, Enneberger Straße bei ca. 1250 *m* 338
„ 57. „Jöchl"Kamm oberhalb von Piccolein im Gader Tal 346
„ 58. Schubmasse des Rittjochs von N gesehen 353
„ 59. Flexur am Nordfuß der Dreifingerspitze 357
„ 60. 2 Profile durch Piz da Peres und 3 durch Paratscha 359
„ 61. Schema der gefalteten Schubschollen unterhalb Paratscha 362
„ 62. Kartenskizze der Hauptschubflächen im Enneberggebiet 365
„ 63. Kartenskizze des untersuchten Gebietes mit Darstellung der infolge des NNO-SSW Faltungssystems entstandenen Kurvendeformationen 368

Tafeln.

Tafeln mit Photographien.

Taf. I, Fig. 1. Blick gegen W auf die Gipfel von Seceda und Raschötz.
„ 2. Westseite des Seceda Gipfels.
„ 3. Blick von der Seceda gegen S auf Grödental und Seiser Alpe.
„ 4. Ostseite des Seceda Gipfels.

Taf. II, Dünnschliffe von Eruptivgesteinen.

Taf. III, Fig. 5. Intrusivgesteine am Vardahang (Buchensteinertal).
„ 6. Intrusivgesteine am Vardahang (Buchensteinertal).
„ 7. Augitporphyrit mit Pfeilerstruktur — Puflatsch Gipfel.
„ 8. Augitporphyrit mit Blockstruktur im Frommbach Graben.

Taf. IV, Fig. 9. Brecciengang am Sass d'Arbacia — Ost-Rodella.
„ 10. Brecciengang am Sass d'Arbacia — Ost-Rodella.
„ 11. Westwand des Seceda Gipfels.
„ 12. Lagerung im Frommbach Graben.

Taf. V, Fig. 13. Fermedatürme — Geisler Gruppe.
„ 14. Grobe Tuffbreccien im Saltrietal.
„ 15. Die Nordwestgipfel des Schlern Massivs.
„ 16. Buchensteiner Schichten im Saltrietal ober der Brücke bei 1540 *m*.
„ 17. Grenze eines Ganges von Augitporphyrit gegen die Buchensteiner Kalke im Saltrietal.

Taf. VI, Fig. 18. Schlerndolomitfazies südlich des Duron Passes.
„ 19. Mantello — Duronpaß-Verwerfung.
„ 20. Tuffe der Mairinswand — Süd-Buffaure.
„ 21. Auskeilen des Schlerndolomits von Dociurill — Monte Dona Gruppe.
„ 22. Faziesgrenze an den Osthängen von Sot Cresta nördlich von Al Vidoi.

Taf. VII, Fig. 23. Schubfläche des Rodella Gipfels.
„ 24. Ostseite des Rodella Gipfels gegen die N-S-Verwerfung.
„ 25. Wasserrunse ober Pont da Toal, S-W-Buffaure.
„ 26. Gänge und Lagergänge im Mendolakalk ober Pont da Toal (Fontanive-Abhang).

Taf. VIII, Fig. 27. Nordhänge des Buffaure Massivs — Col Pelos bei ca. 2120 *m*. Intrusivtuffe und Melaphyr.
„ 28. Nordabhang von Col Pelos, Intrusivtuffe und Melaphyr.
„ 29. Faziesgrenze, Nordseite des Val Nicolo, Süd-Buffaure.
„ 30. Val Roseal, Störung, Süd-Buffaure.

Taf. IX, Fig. 31. Faziesgrenze, Panapaß — Fermeda Gruppe.
„ 32. Nahansicht der Faziesgrenze östlich des Pana Passes.
„ 33. Valbuon Kogel südlich des Grasleitentales.
„ 34. Antermojatal östlich des Seekogels.

Taf. X, Fig. 35. Faziesgrenze an der Ostseite des Schlern; Untere Felsen der Rotherd Spitze.
„ 36. Faziesgrenze an der Ostseite des Schlern; Tierser Alpe.
„ 37. Mahlknecht und Galgemühl-Furche.
„ 38. Cipitkalke und Tuffazies an der Ostseite des Alpl-Rückens.

Taf. XI, Fig. 39. Terrasse unter dem Dachsteindolomit von Col della Pieres östlich der Regensburger Hütte.
Taf. XI, Fig. 40. Nordseite des Pordoi-Passes, Sellamassiv.
„ 41. Faziesgrenze bei den Rafreiderfelsen, Plattkofel.
„ 42. Westansicht von Langkofel und Plattkofel.
„ 43. Faziesgrenze am Nordosteck des Langkofel Massivs.

Taf. XII, Fig. 44. Untere Teile der Nordostwand des Langkofels oberhalb der Schubflächen.
„ 45. Piz de Sella und Langkofel von O.
„ 46. Nordwand des Langkofels — Untere Schubfläche.
„ 47. Nordwand des Langkofels — Obere Schubfläche.

Taf. XIII, Fig. 48. Schubfläche ober Varda im Buchensteiner Tal bei ca. 1800 *m*.
„ 49. Buchensteiner Konglomerat bei La Pozza im Grödener Tal.
„ 50. Schubfläche zwischen Varda und Cherz im Buchensteiner Tal.
„ 51. Duronpaß, Verwerfung und Faziesgrenze.

Taf. XIV, Fig. 52. Überschiebung gegenüber Campestrin — Westhang von Buffaure.
„ 53. Überschiebung am Bencomun-Rücken östlich vom Rodella Gipfel bei ca. 1580 *m*.
„ 54. Reibungsfläche unter Mendoladolomit — Südosthang von Rodella.
„ 55. Hauptschubfläche Monte Dona — Steig unterhalb Cerpei.
„ 56. Schubflächen in der Nordwand des Langkofels.

Taf. XVI, Fig. 57. Flexur in der mittleren Pozzates Schlucht.
„ 58. Oberste Dolomitwand in der Pozzates Schlucht — westlich von Rodella.
„ 59. Schubfläche oberhalb der Drio le Palle Schlucht, West-Hang von Buffaure.
„ 60. Gänge in Drio le Palle Schlucht, Buffaure Massiv.

Taf. XVII, Fig. 61. Schubfläche im Drio le Palle-Gehänge, Buffaure.
„ 62. Höhere Schubfläche bei Pra Molin am Monte Dona, Fassatal.
„ 63. Überschiebung bei Ciamp de Mez, Südhänge des Contrintales.
„ 64. Schubfläche an der Westseite des Vallaccia Massivs.
„ 65. Faziesgrenze und Störung südlich von Collaz.

Taf. XIX, Fig. 66. Gardenazza Massiv westlich von Pedraces im Ennebergtal.
„ 67. Nordhang des Sella Massivs und Grödener Joch.
„ 68. Ecke an der Enneberger Straße bei ca. 1250 *m*.
„ 69. Gedrehte Platten von Augitporphyrit und Tuffbreccien. — Felswand unterhalb Pontatg im Gader Tal.

Taf. XX, Fig. 70 und 71. Faltungen in den Gips- und Dolomitlagen der Bellerophonschichten in den Runsen auf der linken Seite der Roa blancia bei St. Vigil.
„ 72. Schluchten an der Westseite von Paratscha und Piz da Peres.
„ 73. Blick vom Gipfel des Pla-Bergs gegen O auf Paratscha.

Profil-Tafeln im Text.

Taf. XV . . . . . S. 246
Profil 14. Ansichtsprofil der Monte Dona-Abhänge gegen Fassatal.
„ 15a. Fontanazzo Scholle. Monte Dona.
„ 15b. Cerpei Scholle, Monte Dona.
„ 15c. Campitello Scholle, Monte Dona.

Taf. XVIII . . . . . S. 294
Profil 19. Bel Col—Le Sabie—Val Nicolo. Süd-Buffaure.
„ 22. Sass di Rocca—Collaz, Ost-Buffaure, von O gezeichnet.
„ 23. Bianc di Roseal—Ciampaz, Ost-Buffaure, von W gezeichnet.
„ 25. Profil WNW-OSO durch Col Ombert—Cima Cadin.

Karten und Profil Tafeln am Ende.

Taf. XXI. Skizzenkarte der tektonischen Linien 1 : 100000.
Taf. XXII. Profiltafel des Buffaure Massivs.
Profil 16. NNW-SSO Rodella, Nordwand des Buffaure Massivs, Collaz.
„ 17. NO-SW Do Piz, Dui, Drio le Palle, Sass de Perdafec, Val Sumela.
„ 18. W-O Val Sumela, Cigolon, Buffaure Alpe, Sass Bianc.
„ 20. NNW-SSO Ponsin (Monte Dona) Val Avisio, Buffaure Massiv, Ciampaz, Collaz.
„ 21. SSW-NNO Col del Lares, Val Nicolo, Buffaure Massiv. Cernadoi Hang, Val Avisio, Cima di Rossi.
Taf. XXIII, Profil 6. Nordrand der Seiser Alpe.
„ 7. NNW-SSO Puflatsch Berg.
„ 8. N-S Grödental, Puflatsch, Fromm Bach, Westseite Seiser Alpe, Frötsch Bach, Schlern, Tschamintal.
„ 9. NNO-SSW Santner Sp. (Schlern, Frötsch Bach.)
Taf. XXIII, Profil 10. Roßzähne, Tierser Alpe, Alpenklippental, Grasleiten Sp.
„ 11. NNW-SSO Auf der Schneid, Durontal, Camerloi Ws, Udaital.
„ 12. NNW-SSO Auf der Schneid, Durontal Fallwand, Cima di Larsec.
„ 13. WNW-OSO Camerloi Ws, Dociurill, Al Vidoi, Udaital.
„ 24. N-S Seceda, Pitschberg, Grödental, Langkofel, Durontal, Monte Dona, Fassatal, Buffaure Massiv, Val Nicolo.
Taf. XXIV. Karte des Fassa—Gröden Gebietes 1 : 25000.
Taf. XXV. Karte des Rodella Gebietes 1 : 12500.
Profil: NNO-SSW durch Pozzates Schlucht.
„ NO-SW durch Rodella Gipfel—Anterrues.
Taf. XXVI. Karte des Enneberg Gebietes 1 : 25000.
Profil I. N-S entlang der Straße durch das Gadertal zwischen Pedraces und Pederoa.
„ II. NNO—SSW Piz da Peres, Rau Tal, Ritt Joch, Franazza, Castell Abhang.
„ III. WNW-OSO Peitler Kofl, Campil Tal, Tschengles Kamm, Enneberg Tal, Armentara Ws.
„ IV. WNW-OSO St. Martin, Enneberg Tal, La Fornella, Armentara Ws, Kreuz Kofel.
„ V. NNW-SSO Welscher Ring, Bronsoi (Villnös) Joch.
„ VI. NW-SO Jöchl. Kaar Sp., Ritt Joch, Pares Berg.
„ VII. W-O Roa Blancia, Paratscha.
„ VIII. NNW-SSO Furkel Joch, Piz da Peres.

Einleitung.*)

Ein kurzer Bericht über den Fortschritt der Untersuchungen und über die ersten Veröffentlichungen der Geologie der Dolomiten befindet sich in den Schriften der Verfasserin „Geology of the Wengen and Cassian Strata," 1893, und „The Torsion-Structure of the Dolomites", 1899, beide abgedruckt im Quarterly Journal of the Geological Society of London.

Die Werke von Richthofen über die Seiser Alpe, das Fassa- und Fleimsgebiet im Jahre 1860, von Loretz über das Gebiet von Ampezzo, 1874, von Lepsius über das westliche Südtirol, 1878, legten den Grund zur Stratigraphie von Südtirol.

Auf diese folgte die Herausgabe von sechs geologischen Karten 1 : 75000 in Farbendruck durch die k. k. Geologische Reichsanstalt unter der Leitung von Mojsisovics, welche einen weiten Bereich der Südtiroler Dolomiten umfaßten. Das Buch von Mojsisovics: „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien", welches diese Karten begleitete, bleibt das Standardwerk dieses Gebietes.

Dieses Werk behauptete seine Stellung in der geologischen Literatur inmitten von heftigen Angriffen, welche sich auf die Anwendung der Korallenrifftheorie auf den Ursprung der kalkig-dolomitischen Massen bezogen. Auf diese Erklärungsmöglichkeit wurde zuerst von Richthofen hingewiesen und sie erweckte gleich den Widerspruch von Gümbel, welcher das Auftreten von Algenresten in verschiedener Menge nachwies und dem Algenwachstum die lokale Ausbildung kalkig-dolomitischer Ablagerungen von wechselnder Mächtigkeit zuschrieb.

Es war das besondere Verdienst von Mojsisovics, daß er die Wichtigkeit der gegenseitigen Verzahnung zwischen gleichaltrigen Schichten verschiedener Ausbildung für die Deutung der Stratigraphie dieses Gebietes erkannte und beleuchtete. Von ihm rührt die erste klare Darlegung der mergeligen und kalkig-dolomitischen Fazies und ihrer stratigraphischen Zwischenbeziehungen her.

Dieses Merkmal ist unabhängig von der besonderen Frage nach dem Ursprung der kalkig-dolomitischen Massen, obwohl offenbar die Details in den Übergangszonen zwischen diesen Schichten und den mergeligen Fazies verschieden sein müssen, je nachdem ob der Kalk als Algenablagerung gebildet oder als eine Wand durch die Tätigkeit der Korallen aufgebaut wurde.

Auf diese Frage richteten zunächst die Gegner der Korallenrifftheorie ihre Aufmerksamkeit, Rothpletz in seinem geologischen Querschnitt durch die Ostalpen 1894, dann Salomon in seiner meisterhaften Besprechung dieses Gegenstandes in seinem Werk über das „Marmolatamassiv", 1895.

Die Verfasserin hat in ihren ersten Arbeiten über die Dolomiten, 1893—1894, die Ansicht vorgelegt, daß die kalkig-dolomitischen Gesteine der Hauptsache nach als Algenrasen entstanden seien, die gelegentlich mit anderen Ablagerungen wechseln. Ihre Beobachtungen am Sellamassiv, Sett Sass und Schlern zeigten, daß die durch Korallen gebildeten Cipitkalke und die Korallen enthaltenden Dolomitlagen innerhalb der großen Massive nur geringfügige Einschaltungen darstellen, während ihre Hauptentwicklung an der Grenze zwischen der mergeligen und dolomitischen Fazies eintrat („Coral in the Dolomites," 1894).

Im Jahre 1887 beschrieb Uhlig die Neokomfossilien vom Puez- und Gardenazzamassiv. Im selben Jahr veröffentlichte Haug eine Arbeit über die geologische Beziehungen der Neokomschichten in diesem Massiv, wo er zeigte, daß im nordöstlichen Teile der Dachsteindolomit der Obertrias in überschobener Lagerung auf den Kreideschichten liege, — „Der Dachsteinkalk liegt über der Kreide stellenweise horizontal, stellenweise nach demselben einfallend." Die nach Norden geneigte Schubfläche soll eine überkippte Falte durchschnitten und den antiklinalen Teil südwärts über den liegenden Mittelschenkel getragen haben.

Vor Haug hat Mojsisovics das Vorkommen von Schubbewegungen nur einmal im Zusammenhang mit dem Rodellaberg in folgender Weise erwähnt: „Auf dem Gehänge (Rodella) gegen das Durontal scheint eine teilweise Überkippung oder vielleicht richtiger eine Überschiebung des Werfener Schiefers über den Muschelkalkdolomit vorhanden zu sein. Die Aufschlüsse längst des vom Durontal auf Col Rodella führenden Weges lassen kaum eine andere Erklärungsweise zu" (Dolomitriffe S. 189).

*) Die betreffenden Publikationen, die in der Einleitung erwähnt werden, sind in die Literaturliste S. 370 eingeschlossen. Diejenigen der Verfasserin, die nur in englischer Sprache veröffentlicht wurden, sind hier, dem Rat des Verlegers gemäß, bei dieser Gelegenheit etwas ausführlicher zitiert.

Die Verfasserin beschrieb in ihren ersten Arbeiten mehrere solche Verwerfungsflächen, an welchen die Bewegungen Schubbewegungen waren.

Besonders betonte sie in einer Arbeit vom Jahre 1894 als einen Hauptzug der Tektonik das Vorhandensein einer Anzahl von verschieden geneigten Verwerfungsflächen, an welchen Überschiebungen älterer Schichten auf jüngere stattgefunden hatten oder dolomitische Massen in ungleichförmiger Lagerung über die unterliegenden Schichten verfrachtet wurden.

Die folgenden Zitate sind der Arbeit der Verfasserin vom Jänner und Februar 1894 entnommen:

„Für den Zweck dieser Arbeit ist es nicht nötig, den Verlauf dieser Schubfläche weiter zu verfolgen oder im Detail noch andere zu beschreiben, die in den Gebieten von Enneberg, Ampezzo, Buchenstein und Obergröden vorkommen und durch Schichten aller Altersstufen hindurchziehen..... Oberhalb von Pian de Sass im Sellagebirge zieht eine steil geneigte Verwerfung durch Dachsteindolomit und genau nördlich der Boespitze (höchster Gipfel der Sella) ist der Dachsteindolomit von einer Schubfläche getroffen und gegenüber jurassischen Schichten aufgerichtet. Die Richtung dieser beiden Verwerfungen ist SSW—NNO und sie zeigen eine enge Analogie mit den Hauptverwerfungen, welche in den Gebieten im W und SW eintraten. Im allgemeinen kann festgestellt werden, daß die Verwerfungen der Sella dem „judikarischen" System (SSW—NNO) zugeordnet sind, während jene des Grödener Jochs und Buchensteiner Tals, kurz die Verwerfungen in diesem Gebiete, welche durch die Antiklinen der tieferen triassischen Schichten ziehen zu den „Asta"-Serien (WNW—OSO) gehören" (l. c. S. 55).

Die Bezeichnungen „Asta" und „Judikarien" wurden in dem Sinne von E. Suess (Antlitz der Erde, B. I—334 u. 335) gebraucht.

Über den Schub jüngerer Schichten auf ihr Liegendes schrieb sie: „Durch die Bewegungen an den geneigten Brüchen wurden die härteren Schichten des Schlern- und Dachsteindolomits manchmal in neue Lagen oberhalb der mitgleitenden Grundmasse von erdigen und mergeligen Schichten gebracht, ohne starke gegenseitige relative Änderung der Lage oder deutliche Störungen, außer Komplikationen, welche durch kleinere Schübe oder Brüche längs der Hauptflächen entstanden sind" (l. c., S. 56).

Die Tendenz zur „Zersplitterung der Bruchlinien" hat schon Mojsisovics kurz erwähnt (Dolomitriffe, S. 516). Die Verfasserin ist in der Publikation von 1894 in diese Frage etwas näher eingegangen und hat die Verzweigung der Haupt-OW-Brüche in gegen NO und SO, NW und SW gerichteten Bündeln in Zusammenhang mit einer Drehung der Schollen in den O-W-Antiklinalen nach diesen Streichrichtungen gezogen.

Die zitierten Beispiele waren die O-W-Antiklinalen vom Grödener Joch und Buchensteintal. Sie hat diese Erscheinungen als Folge einer Querdeformation erklärt, welche dem ganzen Gebiet gemeinsam war und nach der Hauptfaltung mit OW-Streichen und den damit verbundenen Brüchen und Schubflächen eintrat (l. c. S. 57). Dadurch wurden auch breite Senkungsgebiete bestimmt.

Die Hauptmerkmale der tertiären Bewegungen in den Dolomiten wurden in folgender Weise zusammengefaßt — „eine Reihe weiter Falten, die ungefähr ost-westlich streichen; Antiklinen, zerschnitten von steilen Verwerfungsflächen, die sich treffen und durchkreuzen wie am Grödener Paß, oder durch überschobene Verwerfungsflächen wie im Buchensteiner Tal; Synklinen in verschiedenem Maße der Senkung, z. B. Tofana, Kreuzkofelmassiv, Sett Sass....".

Diese Zitate sind hier deshalb so ausführlich wiedergegeben, weil sie die erste Erklärung der tektonischen Struktur der Dolomiten auf Grund von nacheinanderfolgenden deformierenden Bewegungen bedeuten, und das Auftreten von geneigten Verwerfungsflächen und von verschieden gerichteten Schubbewegungen als Hauptmerkmale für ein bedeutendes Gebiet hervorhoben.

In der gleichen Arbeit wird mit Hinsicht auf die Eruptivschichten gezeigt, daß die intrusiven Vorkommen viel zahlreicher sind als beschrieben worden war; besonders in den älteren Schichten, welche in den Antiklinen aufgeschlossen sind, wo sie nachträglich von einigen der Hauptverwerfungsflächen geschnitten wurden.

„Es hat den Anschein, daß das Judikarien-Asta-System von Brüchen bis zu einem gewissen Ausmaß allen Schwächezonen folgte, welche durch vulkanische Ausbrüche in triassischer Zeit oder Porphyritintrusionen unsicheren Alters angedeutet wurden."

„Die Vorstellung mancher Autoren, daß die Intrusionen mit gewissen Bewegungen der Tertiärzeit in den Alpen verbunden waren, kann für das Enneberggebiet nicht bewiesen werden, eher zeigen die Tatsachen, daß in dieser Periode sowohl die vulkanischen Schichten als auch die gleichzeitigen Intrusionen als eine kompakte einheitliche Masse mit den sedimentären Schichten verblieben (l. c., S. 58)."

Im Jahre 1895 veröffentlichte Professor Salomon seine Monographie über die geologischen und paläontologischen Grundzüge des Marmolatamassivs.

Bereits 1893 hatte er kurz das Vorhandensein zweier steil nordgeneigten Schubflächen im Marmolatamassiv festgestellt, längs welcher untere Trias über jüngere Triashorizonte gegen S überschoben worden waren.

Die Detailbeschreibung dieser geneigten Verwerfungsflächen erregte großes Interesse.

Professor Salomon's erschöpfende Erörterung der Korallenriff-Frage und seine Beweisführung für den Ursprung der Kalkmassen aus Algenablagerungen, nicht weniger die Beschreibung der Fauna des Marmolatakalks dieses Gebietes brachten sein Werk mit einem Schlage in die vorderste Reihe der alpinen Literatur.

Der Inhalt dieses Standardwerkes wurde weit bekannt.

Im Jahre 1899 veröffentlichte die Verfasserin in „Torsion-Structure of the Dolomites“ eine Karte des Sellamassivs, die leider nur in kleinem Maßstabe wiedergegeben werden konnte.

Sie zeigte das Vorhandensein einer gegen W gerichteten Überschiebung von Dachsteindolomit am Boegipfel über Jura- und Neokomschichten im N und W.

Ihre Ergebnisse hier waren jenen von Haug in der Puez- und Gardenazzagruppe ähnlich, obwohl die Richtung des Schubs verschieden war.

Da aber das Vorhandensein der Schubfläche bezweifelt wurde, revidierte die Verfasserin dieses Gebiet und veröffentlichte 1910 in deutscher Sprache eine ausführlichere Beschreibung, welche die Schubbewegung bestätigte.

Die veränderliche Richtung der überkippten Falten und Schubbewegungen dieses Gebietes sowie ihre deutliche Lokalisierung hat die Aufmerksamkeit der Verfasserin in der Zeit von 1894 bis 1899 mehr im einzelnen beschäftigt. Aus ihren Karten und Profilen war zu ersehen, daß die Querdeformation der WNW-OSO-Faltung nachfolgte und mit Druckspannungen verbunden war, welche quer und schräg zu den ersten Faltungen und Verwerfungen so wirkten, daß sie diese teilweise in Schollen zerlegten, teilweise überkippten und neue Systeme hervorriefen.

An verschiedenen Stellen der Sella und deren Nachbarschaft wurde das Vorhandensein von späteren Flexuren, Faltungen und Schiebungen in Verbindung mit der Querdeformation beobachtet und bestätigte ihren Erklärungsversuch auf Grund kreuzender Richtungen der Faltenerscheinungen. Hier wurde ein späteres Deformationssystem in NNO-SSW-Richtung über einem älteren in WNW-OSO-Richtung festgestellt. Das ältere zeigte einfache Baulinien mit weiten flachen Synklinalen und ziemlich hoch aufgebogenen Antiklinen, deren Nordflügel kurz und steil waren. Eine spät eintretende intensive Phase dieser Faltung wurde durch staffelförmige Serien von O-W-Brüchen angedeutet, die stellenweise mit nach N oder S überkippten Flexuren und geschnittenen liegenden Falten in Beziehung kamen. Das jüngere System zeichnete sich in dieser Gegend durch eng gestellte Gruppen von vertikalen NNO-SSW-Brüchen aus, die mit parallelen Aufbiegungen und Flexuren der Schichtenmasse in Verbindung standen. Entlang der Brüche haben vertikale und horizontale Verschiebungen stattgefunden. Am Grödener Joch war der steile Nordflügel der älteren Antikline nach S überschoben.

Die Deformationen folgten nur teilweise den NNO-SSW-Linien und drehten aus diesen in östliche und westliche Richtungen gegen Stellen des alten Faltensystems, welche in ihrer ursprünglichen WNW-OSO-Lage verblieben, wenn auch mehr oder minder umgestürzt und deformiert. Statt einer gleichförmigen Entwicklung der Falten änderten sie sehr rasch Form und Intensität und es bildeten sich lokal windschiefe Falten aus.

Nach der Meinung der Verfasserin deuteten diese Tatsachen auf lokale, torsionale Spannungen in der Erdkruste, welche gleichzeitige Bewegungen nach verschiedenen Richtungen hervorriefen.

Das zugrundeliegende Erklärungsprinzip war, daß, gleichviel in welcher Richtung auch die horizontalen Pressungen in der Erdkruste wirksam sind, die daraus hervorgehenden Bewegungen der Schichten weitgehend durch die Verteilung der Widerstände beeinflußt werden.

Die Bewegung muß nicht notwendigerweise senkrecht zu den Pressungen erfolgen.

Sie kann beinahe oder ganz in jener Richtung gehemmt werden, wo ein lokales Hindernis von genügendem Widerstand im Wege steht.

Wenn die Schichtenmassen aus der Pressung in einer anderen Richtung einen bequemeren Ausweg finden, so folgen sie dieser und die Faltung wird demgemäß beeinflußt. Die wirkliche Bewegungsrichtung wird bestimmt sowohl durch die Stärke und Richtung des Druckes als auch durch die Lage und Intensität der Widerstände, kurz gesagt durch ein System von Resultanten.

Es wurde gezeigt, daß in den Dolomiten infolge der äußerst verschiedenen Faziesentwicklungen die schon während der Krustenbewegungen auftretenden Widerstände durch sehr rasche Änderungen in den Gesteinsmassen selbst betont werden.

Wenn auch andere Bedingungen, so die Schwere der aufliegenden Massen und die Intensität der Druckkräfte gleich blieben, hatten die mächtigen mitteltriassischen Kalk- und Dolomitmassen die Tendenz, sich in weitere und größere Falten zu legen, während die Mergeltuffe und dünnschichtigen Kalkfazies, in welche die massigen Kalke und Dolomite seitlich übergingen, eng verfaltet und geknittert wurden.

Dasselbe gilt von den weichen Gesteinsgruppen, in welche die Kalk- und Dolomitmassen durch Wechsellagerung im Hangenden und Liegenden übergehen.

Aus diesem Grunde war bei der Faltung die Tendenz vorhanden, in den Schichtenzonen zwischen den breit gefalteten Dolomitmassen und den weicheren und dünner geschichteten Gesteinskomplexen Differentialbewegungen entstehen zu lassen. In den Dolomitmassen entstanden Brüche, die nur bis zu solchen Differentialbewegungsflächen reichten und sich nicht in die weicheren Gruppen des Hangenden und Liegenden fortsetzten.

Auch entlang der triassischen Faziesgrenzen entwickelten sich leicht unregelmäßige Brüche und sekundäre Faltungen.

Dazu kamen noch als weitere Ursachen unregelmäßiger Entwicklung der Faltenbewegung die großen triassischen Eruptionsspalten und Schlote, die lokalen Anhäufungen von Tuffen und Laven und alte Senkungsbrüche.

Die Beobachtungen im Sellagebiet zeigten, daß durch die WNW-OSO-Faltung innerhalb der breiten Synkline des Sellamassivs der Schlerndolomit in seinen tieferen Lagen in das gleiche horizontale Niveau zu liegen kam wie die biegsamen Schichtengruppen der unteren Trias und des unteren Muschelkalks in der benachbarten Grödener Joch-Antikline.

Diese von den plastischeren Schichten der älteren Trias gebildeten Sättel der ersten (WNW-OSO-) Faltungsphase waren die Ursache weiterer Komplikationen bei der quer dazu gerichteten (NNO-SSW-) Faltung der späteren Phase.

Nun drückten unter dem Einfluß von Querspannungen diese ungleich widerstandsfähigen Gesteinsgruppen in der Querrichtung (NNO-SSW) aufeinander, so daß die Bedingungen zu neuen differentialen Verschiebungen nördlich oder südlich entlang von älteren oder neu entstandenen Brüchen oder auf flachen oder steilen Schubebenen gegeben wurden. Diese lokalen Spannungen störten daher die Bildung der neuen Faltungen in NNO-SSW-Richtung.

Die Beobachtungen zeigten, daß in den Antiklinen des Grödener Jochs und Buchensteiner Tals längs Zonen, welche ungefähr dem Mittelschenkel der älteren WNW-OSO-Falten entsprechen, neuere steile Flexuren sich gebildet haben, deren Streichen gegen ONO, OSO, WNW oder WSW gerichtet wurde, wo sie die Hauptbaulinien und Falten des Quersystems treffen. Einige Flexuren wurden durch Brüche zerspalten und als einzelne Schollen verschoben; andere wurden lokal überkippt und teilweise überschoben.

Charakteristisch für diese Flexuren ist die rasche Änderung sowohl in der Steilheit wie in der Richtung der Neigung. Sie sind divergierende Störungen von kurzem Verlauf, die typische Torsionsdeformationen darstellen.

Im längssynklinalen Gebiete des Sellamassivs wurden die neuen Querbrüche, Flexuren und Faltungen gerade und regelmäßiger ausgebildet. In der Nähe der älteren Antiklinalzonen aber wurden sie gehemmt und unterbrochen, und daher verläuft ihr Gesamtstreichen in oft unregelmäßigen Kurven.

Die neu angelegten Faltungen entwickelten sich im Dolomit der alten Sellasynkline am breitesten und höchsten, während ihre Fortsetzungen in den alten (von weicheren Triasschichten gebildeten) Antiklinalen sich in mehrere niedrigere, schmälere und daher weniger deutlich erkennbare Falten auflösten.

Um diese Ergebnisse allgemein darzustellen, gab die Verfasserin ein Diagramm[1]) der torsionalen Ablenkungen, welche während der Krustenbewegungen entstehen können unter stark betonten lokalen Unterschieden (in bezug auf Richtung und Intensität oder eine Kombination beider Faktoren) in den resultierenden Pressungen (l. c. 1899, S. 581, Fig. 8).

Die Ablenkungen im Streichen und die Faltenbogen in den Dolomiten wurden bezüglich ihrer Entstehungsart mit dem weiteren periadriatischen Faltensystem rings um das „Periadriatische Bassin" gegen W, N und O verglichen (l. c. S. 631, Fig. 22). Es wurde angenommen, daß diese weiteren Bogen ebenso das Ergebnis aufeinanderfolgender Bewegungen seien, von denen die späteren in den Dinarischen Alpen im O gegen NNW—SSO oder NW—SO gerichtet waren. In den Dolomiten und im Judikariengebiet haben die periadriatischen Faltenbogen einen NNO-SSW-Verlauf.

Zur gleichen Zeit veröffentlichte die Verfasserin weitere Schriften über die allgemeine Beschaffenheit gekrümmter Faltungen im alpinen System.[2])

Im Jahre 1911 hat Ampferer in der Arbeit: „Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen" sich mit der großen Biegung nach SSW im Judikariengebiete westlich der Dolomiten beschäftigt und sie mit einer Biegung im Streichen des ganzen Gebirges erklärt. Er führte dafür den Namen „Alpenknickung" ein.

Kossmat verfaßte 1913 eine Spezialstudie über die tektonischen Verhältnisse des Periadriatischen Beckens. Der Titel seiner Schrift heißt: „Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion".

Winkler behandelt den Gegenstand in neuen Arbeiten.

Die paläontologische Literatur von Südtirol bereicherte sich in diesen Jahren sehr rasch. Im Jahre 1892 veröffentlichten v. Wöhrmann und Koken ihre Beschreibung der Fauna der Raibler Schichten des Schlernplateaus, welche eine hochspezialisierte Fauna dieser Periode bekannt machte und manche neue interessante Vergleichspunkte mit anderen alpinen Faunen eröffnete.

Kittl veröffentlichte 1892 und 1894 seine wertvollen Monographien über „Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian" und „Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols".

v. Wöhrmann setzte 1893 das erwähnte Werk durch ein anderes fort, welches eine allgemeine vergleichende Untersuchung der Raibler Faunen in den Ostalpen bedeutete. Auf Rat v. Wöhrmanns sandte die Verfasserin an Bittner (von der Geologischen Reichsanstalt in Wien) die Fauna, welche sie in den Gebieten von Cortina und Falzarego aufgesammelt hatte, zur Untersuchung, da diese eine Anzahl neuer Bivalven enthielt, die durch ihre dicken Schalen den Raibler Typen ähnlicher waren als den Cassianer, obwohl eine Cassianer Zwergfauna in der gleichen Schichtengruppe vorkam. (Aut. l. c. 1893, S. 46.)

Bittner war dann mit der Abfassung seines wichtigen Werkes über die Lamellibranchiaten der alpinen Trias (I. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian) beschäftigt, das 1895 erschien. Die Cortina-Typen waren in das Werk eingeschlossen. Seine schöne Monographie der „Brachiopoden der alpinen Trias" war bereits 1890 veröffentlicht worden.

---

[1]) Aut.: Torsion-Structure in the Dolomites. Q. J. S., 1899. Es möge hier die Aufmerksamkeit auf einen Druckfehler im erläuternden Text zu dem Diagramm gelenkt werden, der bei der Korrektur übersehen wurde und Verwirrung verursacht: S. 580 unter „5" die Worte „A and C to be moved counterclockwise, B and D clockwise" sollen gelesen werden „A and C to be moved clockwise, B and D counterclockwise".

[2]) Aut.: „The Crust Basins of Southern Europe." Internationaler Geographenkongreß, Berlin 1899.
„On Sigmoidal Curves in mountain structure." Brit. Association Reports, 1899, siehe auch „Nature", September 1899.

1894 gab Rothpletz eine kurze vergleichende Zusammenstellung der Hauptfossiltypen der wichtigsten stratigraphischen Gruppen von Nord- und Südtirol. Er entdeckte und beschrieb in diesem Werke die Algenform „*Gymnocodium bellerophontis*", welche die oberen Horizonte der Bellerophonkalke von Südtirol charakterisiert. („Querschnitt durch die Ostalpen", S. 24.)

Im Jahre 1899 erschien eine sehr interessante kleine Schrift von Zittel, die auf die Mischfauna von Cassianer und Raibler Typen auf der Seiser Alpe aufmerksam machte und die Haupttypen erwähnte. Dieselbe gab Anregung zu einer Reihe von Monographien über die Pachycardientuffaunen. Jene von Broili über die Lamellibranchiaten 1904, über Scaphopoden und Gastropoden 1907, von Waagen über Brachiopoden 1904, über Lamellibranchiaten 1907 und von Blaschke über die Gastropoden 1905 haben diese Gruppen dargelegt.

1903 veröffentlichten Böse und Schlosser über die mittelliassische Brachiopodenfauna von Südtirol. 1903 hielt der Internationale Geologenkongreß seine Versammlung in Wien ab. Für die Exkursion in die Dolomiten von Südtirol wurde von Diener und Arthaber ein „Führer" geschrieben, in dem sich manche Angaben über die Seiser Alpe, den Schlern und die Ampezzaner Dolomiten befinden.

Eine hilfreiche Arbeit bedeuteten die im Jahre 1904 von Philipp herausgegebenen „Paläontologisch-geologischen Untersuchungen aus dem Gebiete von Predazzo". Während die meisten Geologen in diesem Gebiete ihre Aufmerksamkeit hauptsächlich auf die petrographischen Angelegenheiten richteten, beschrieb Philipp mit großer Genauigkeit mehrere stratigraphische Profile und gab paläontologische Beschreibungen der gefundenen Fossilien. Diese rührten größtenteils aus den Werfener und unteren Muschelkalkschichten her.

Im selben Jahre veröffentlichte Trener seine Arbeit über die „Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoreigebirge." Im Anfange dieser Arbeit werden einige seiner Ergebnisse angeführt.

Die Verfasserin veröffentlichte im Jahre 1904 eine Studie über das Gebiet von Monzoni und Fassa als einen ersten Teil ihres Werkes über dieses Gebiet. Sie zeigte in derselben das Vorkommen von Schubflächen am Monte Dona, im Buffaure und im Durontale. Letztere wurde bis zur Rodella gezogen. Der Hauptteil der erwähnten Arbeit aber war den Intrusivmassen von Monzoni, südlich vom Buffaure, gewidmet, die im Maßstabe 1 : 25.000 kartiert worden waren. Wenige Seiten (S. 86—93) behandelten die unteren Hänge des Buffaure, welche später von der Verfasserin untersucht wurden.

Mojsisovics hatte bei Beschreibung der Beziehungen des Monzoni-„Eruptivstocks" zu den Kalkmassiven das Vorhandensein von Einsenkungen längs Dislokationen betont, welche dem allgemeinen Streichen (WNW—OSO) in diesem Gebiete folgten.

In dieser Hinsicht schrieb er: „Obwohl es im allgemeinen außerordentlich schwierig ist, die Zeit des Eintritts tektonischer Störungen genauer zu bestimmen, so möchte ich doch wegen des ganz eigentümlichen Charakters dieser an der Peripherie der Eruptionsstelle sich wiederholenden Einsenkungen die Vermutung wagen, daß dieselben in naher zeitlicher Beziehung zu den Eruptionen stehen." (Dolomitriffe, S. 378.)

Diese besondere Tatsache hat anderseits verschiedene Beobachter zum Schlusse geführt, daß der Monzoni-Eruptivstock ein Lakkolith sei, der während der faltenden Bewegungen der Tertiärzeit in die Schichten eindrang.

Die Verfasserin stützte zunächst diese Meinung durch den Beweis einer Fortsetzung der Dislokationsflächen längs des Streichens ostwärts und westwärts.

Sie folgerte, daß, wenn dies richtig sei, die Melaphyrgänge, welche vom Monzonistock aus sich gegen N und O erstrecken und von denen einige in das Buffauremassiv eindringen, ebenfalls von tertiärem Alter seien.

Sie fand an den Süd- und Westhängen des Buffaure zahlreiche Gänge, eng verbunden mit den dortigen Spaltenbreccien und schloß aus der Untersuchung der Talgehänge, daß das Alter sowohl dieser Spaltenbreccien wie der Gänge das tertiäre sei. Im Buffaure fanden sich noch mehr direkte Beweise ähnlich jenen, welche im Monzonigebiete beobachtet worden waren, dafür, daß die Intrusionen in gleichzeitige Bewegungszonen eindrangen.

Dies wurde dann also beschrieben:

„Der Porphyrit (Melaphyr) ist als schwebender Gang zwischen den Schichtflächen und an den Ebenen der Differentialbewegung emporgedrungen. Die feinen Adern des Eruptivgesteins, welche sich in dem von Scherungsflächen durchsetzten Sedimentgestein verästeln, haben keine deutlich porphyritische Struktur, sondern sind feinkörnig, blasig und oft grünliche Pseudotuffe . . ."

„. . . . Demgemäß waren die größeren Gänge des Buffauremassivs „Judikarien"-Intrusionen in die zwei Fedaja-Schubkeile und diese beiden Schubkeile erscheinen an den Gehängen des Fassatales und des Monte Dona aufgeschlossen" (l. c. S. 90—91).

Einige Jahre später untersuchte die Verfasserin das ganze Buffauregebiet. Sie fand *Daonella Lommeli* und andere Wengener Fossilien in den Tuffen der höchsten Niveaus. Nach dem Vorkommen von Tuffen und Lava unter diesen, welche Brocken und verkittete Lagen von Buchensteiner Schichten, Mendola- und unterem Muschelkalk sowie Werfener Schichten, aber keine Bruchstücke von Wengener Schichten oder Fossilien enthalten, nahm sie die mitteltriassische (ladinische) Zeit für die Hauptmasse der Gesteine an, sowohl für die Intrusionen als die oberflächlichen Laven und Tuffe.

Diese letztere Schrift enthielt neun Profile durch die Kontaktzonen der eruptiven und sedimentären Schichten, an den unteren Hängen vom Tuff- und Lavaplateau absteigend.

Die Basis zeigte in allen Fällen eine deutlich unkonforme Fläche; in der Nähe der Hauptspalten wurde sie von groben, vulkanischen Agglomeraten mit zertrümmerten Gesteinsmassen eingenommen. In größerer Entfernung wurden die sedimentären Schichten dann von schmäleren und zahlreicheren Lagergängen durchsetzt. Eine bemerkenswerte Tat-

sache war, daß die groben vulkanischen Agglomerate und Breccien hauptsächlich auf den oberen Werfener Horizonten und jenen des unteren Muschelkalks liegen und die Kalke oberhalb dieser stark zertrümmert und einverleibt wurden.

Sie beschrieb von mehreren Stellen der inneren Eruptivfazies Einschlüsse größerer Schollen. Es ergaben sich Erscheinungen merkwürdiger Zertrümmerung, infolge der die Richthofen-Konglomerate (damals als oberste Werfener bezeichnet) zerrissen, und gerundete Blöcke aus denselben in die vulkanischen Breccien und Konglomerate neuerdings eingebettet und dann verkittet wurden. „Solche vulkanische Konglomerate", schrieb sie, „unterscheiden sich von dem ursprünglichen Charakter der oberen Werfener Konglomerate dadurch, daß sie viele große Einschlüsse aus zusammenhängenden Schollen der über den Werfener Konglomeraten folgenden roten Mergel und Tonschiefer enthalten. Diese Einschlüsse sind oft ganz zackig und weisen dort und da scharfe Schichtränder auf in Gegensatz zu den gerundeten Dolomit- und Kalkstücken, welche auch in dem Konglomerat stecken, aber von den Komponenten der Werfener Konglomerate der normalen Folge abzuleiten sein dürften."

„Über ihnen folgen grobe Konglomerate der kalkigen und dolomitischen Art, welche eine unebene Schichtung mit unregelmäßigen Bänken von 0·5 *m* bis 1 *m* Dicke erkennen lassen . . . ."

„Über ihnen folgen ein geringmächtiges Tufflager und dann wieder zwei Zonen von (eruptivem) Konglomerat mit 15—20 *m* Mächtigkeit."

„Die Beobachtungen an diesen Hängen lassen darauf schließen, daß wiederholte vulkanische Ausbrüche die Werfener Schichten und die Kalke in ihrer nächsten Nähe aufrissen, während in den Zwischenpausen eine rohe Ablagerung der Bruchstücke erfolgte" (l. c. 1911, S. 216, 217).

In dieser Arbeit gab die Verfasserin derselben Ansicht Ausdruck, welche bereits von Mojsisovics vertreten worden war, daß nämlich die vulkanischen Ausbrüche in direkter Verknüpfung mit triassischen Krustenbewegungen gestanden hatten, welche bereits den Hauptlinien des Streichens im Gebiete folgten.

Mojsisovics schrieb:

„So spielen die gebirgsbildenden Bewegungen in den Ostalpen bereits in Zeiten zurück, wo die mächtigsten Formationen der Nebenzonen gebildet wurden, und die ganze spätere Anlage und Gliederung erscheint bedingt durch die am Beginne des mesozoischen Zeitalters vorgezeichneten Konturen." (Dolomitriffe, S. 525—526.)

In bezug auf die Entwicklung der Gebirgsbewegungen in Fassa schrieb die Verfasserin im Jahre 1911:

„In Sasso di Rocca . . . liegt also, ebenso wie im Fassatal, die Schubfläche unter der Zone des diskordanten Verbandes und der Vermischung kalkiger mit vulkanischer Fazies . . . ."

„In weiteren Untersuchungen hoffe ich besondere Aufmerksamkeit darauf zu richten, in welcher Weise die mitteltriassischen Diskordanzflächen und Übergangsbildungen der vulkanischen Fazies von den späteren Brüchen und Überschiebungen durchschnitten werden. Es ist eines der Probleme dieses Gebietes, die alten Transgressionsflächen und Brüche auseinanderzuhalten von jenen, welche mit den späteren Gebirgsbewegungen verbunden waren."

Unter anderen charakteristischen Zügen der damals angeführten Profile von Buffaure wurden folgende betont: „Starke Verteilung des Magmas zwischen die sedimentäre Schichtreihe; die Auseinanderreißung der Schichten und Einschließung großer und kleiner Bruchstücke; während des Stillstandes der vulkanischen Tätigkeit einerseits lokale Anhäufung der zertrümmerten Massen in Form von groben Konglomeraten auf einem von Brüchen durchzogenen Boden, anderseits zur selben Zeit Anlagerung von feinen Breccien, Tuffen, Tuffsandsteinen oder Kalken; gelegentliches Übergreifen der einen Fazies über die andere; Aufstauung vulkanischer Massen gegen die kalkige Fazies zur Zeit des Fortschreitens der Eruptionstätigkeit" (l. c. 1911, S. 221). „. . Es scheint, daß sie an den Kalken sich aufgestaut haben, sie gelegentlich überströmten und zu anderen Zeiten mitten in sie eindrangen und sie zertrümmerten (l. c., S. 219).

Der seither verstorbene Professor Walther Penck veröffentlichte im Jahre 1911 eine Schrift über das Fleimser Eruptivgebiet, 1912 eine zweite über das Buffauremassiv. Besonders er betonte in seiner Arbeit über Buffaure die Gewalt der vulkanischen Ausbrüche, welche durch die enorme Zertrümmerung der Sedimentärschichten und die Einschlüsse von bedeutenden Bruchstücken verkitteter Schichten angezeigt wird.

Bei Beschreibung der Sedimentärschichten der geschichteten Kalk- und Melaphyrbreccie auf der Westseite von Drio le Palle schreibt er:

„Als Kerne treten in ihnen beträchtlich große Kalkschollen auf, die sich in verschiedenartigster Stellung befinden. Gefaltet, überstürzt, zertrümmert, zu einem Haufwerk einzelner Stücke zerrüttet, sind diese Kalke (Mendeldolomit und Plattenkalke aus dem höchsten anisischen Niveau) von gleichmäßig groben Brocken der hellen Breccie umgeben. Staunenerregend ist dies Zeugnis blinder Zertrümmerungskraft (l. c., S. 40).

Bei Beschreibung einer anderen Kalkscholle sagt er: „Das umgebende Gestein ist eine ungeschichtete Melaphyrbreccie."

Im Sumelatale beschrieb er denselben Breccientypus und zeigte, daß unter dieser Breccie ein homogener Melaphyrfels anstehe, so daß der Übergang ein allmählicher sei.

Dies Ergebnis stimmt mit der Beschreibung der Verfasserin aus dem vorhergehenden Jahre überein (Wien 1911).

Ein interessanter Punkt, auf den Penck hinweist, bezieht sich auf die Beschaffenheit der Breccienlaven. — „Größe und Zahl der Melaphyrbrocken in den Breccien sind sehr schwankend. Meist wohl überwiegen die Einschlüsse die Grundmasse an Menge. Mit Recht werden wir hier von ‚Breccien' sprechen. Kopfgroße, noch ungefügere Brocken sind die Einschlüsse, sie finden sich aber bis zu kleinen Stücken herab. Treten sie an Zahl zurück, werden sie klein, so bleibt schließlich nur noch die feine Grundmasse über und wir können das Gebilde ‚Tuff' nennen" (l. c., S. 48).

Anläßlich ihrer Untersuchungen im Jahre 1904 beobachtete die Verfasserin das Vorhandensein feiner Tuffe und Tuffbreccien als vertikale Gänge und unregelmäßige Lagergangeinschaltungen in den Werfener und Untermuschelkalkschichten oberhalb und unterhalb der Cernadoifelsen an den Nordhängen. Bei der mikroskopischen Untersuchung der Probestücke ergab sich, daß es sich allem Anscheine nach um Tuffe desselben Typus handle wie jene, welche die Oberfläche erreichten und grob aufgeschichtet wurden. Die Verfasserin benutzte die Bezeichnung „Pseudotuffe", um sie von den sedimentären Tuffen zu unterscheiden.

Manche Probestücke der feinen Adern in den zerquetschten und zerrissenen Einschlüssen in den vulkanischen Breccien und in den großen Auswürflingen und Schollen zeigten auch pulverartige Beschaffenheit. Dies war der Fall ob nun das umgebende Material Lava oder grober Tuff und Tuffbreccie war und deutet darauf hin, daß das vulkanische Material selbst durch die Gewalt der Ausbrüche sich in feinzerteilter Beschaffenheit befand und als feine Asche in die Spalten getrieben wurde.

Diese Pseudotuffe in Form von Injektionsadern und Gängen im Buffaure ergaben sich als ein Merkmal der Spaltenfazies und der Kontaktzonen.

Penck widersprach der Erklärung, welche Koken auf Grund tektonischer Störungen gab, dem Vorkommen gewisser großer Schichtenmassen (schwimmende Schollen), angeordnet in verbogenen sekundären Stellungen, inmitten der Eruptivschichten an den Nordhängen.

Er deutet diese als „mit den Melaphyrmassen ausgeworfen, mit ihnen verschwemmt und abgelagert" (l. c. S. 50).

„Es spricht die ausgezeichnete Reibungsbreccie, die die Schollen umhüllt, dafür, daß während des Rollens, Schiebens und Gleitens in der leicht beweglichen Breccienmasse entlang dem Meeresgrunde eine rundliche Zerreibung stattfand."

Die Verfasserin betrachtete diese ebenfalls als Einschlüsse, aber sie hatte an dem gleichen Nordgehänge eine spätere Störung nachgewiesen, an welcher Werfener Schichten und unterer Muschelkalk gegen Mendolakalk überschoben worden waren.

Penck stimmte zu, daß die Dislokation hier eine nachträgliche und eine deutliche Schubfläche vorhanden war. Er erklärte sich aber mit der Ansicht der Verfasserin nicht einverstanden, daß auch im W oder an den Fassahängen eine Schubfläche vorkomme. Ihre Arbeit von 1911 hat Penck offenbar nicht gekannt.

Mojsisovics verband die Eruptivschichten im Buffauremassiv hinsichtlich ihres Alters mit den ersten ausgedehnten Einbrüchen, welche gleich südlich des Riffgebietes eintraten, und zeigte, daß die vulkanischen Ausbrüche zwischen dem Einbruchsgebiet im südlicheren und nördlicheren Gebiete eingetreten waren, wo sich die kalkig-dolomitischen Gesteine mit erheblicher Raschheit gebildet hatten.

Zeitlich verlegte er diese an das Ende der Entwicklung der Buchensteiner Knollenkalke und in die Wengener Zeit. Die Verfasserin bestätigte im Jahre 1911, Penck 1912 diese Anschauung. Die Verfasserin bezeichnet die Periode der Ausbrüche als von Ober-Buchensteiner und Wengener Alter. Penck identifizierte im besonderen den Beginn der Ausbrüche mit der Ablagerung des Marmolatakalks. „Die Melaphyre, der Sockel der Breccien im N, sind altersgleich mit dem Marmolatakalk, dem Sockel der Breccien im S."

In ihrer Arbeit von 1911 und einer kurzen von 1913 unterteilte die Verfasserin die aufeinanderfolgenden vulkanischen Gruppen in eine Reihe von Zonen, welche von ihr im Verlauf ihrer Untersuchung von Fassa und Gröden bestimmt und für die geologische Karte und die Profile benutzt wurden.

Penck unterschied ebenfalls besondere Gruppen in der vulkanischen Schichtenfolge, aber sie beschränkten sich nur auf das Buffauregebiet.

Die Verfasserin, welche ein größeres Gebiet überblickte, wählte als Grundlage der Hauptgruppen gewisse Typen, welche dem ganzen Gebiet mit verhältnismäßig geringen Abweichungen gemeinsam sind.

Unter den stratigraphischen Publikationen lieferte Skeats einen interessanten Beitrag zur Korallenriffrage in seiner Arbeit „Chemical and Mineralogical Evidence as to the Origin of the Dolomites of South-Tyrol", veröffentlicht 1905. Im gleichen Jahr gab auch Wolff sein Werk über den Bozener Quarzporphyr heraus.

Diesem folgte 1909 seine Gliederung dieses Quarzporphyrsystems, das Standardwerk dieses Gegenstandes. 1908 veröffentlichte Wittenburg seine Monographie der Fauna der Werfener Schichten in Südtirol, die als erstes erschöpfendes Werk über die Paläontologie der Untertrias dieses Gebietes eine empfindliche Lücke ausfüllte.

Die paläontologischen Arbeiten über verschiedene Fossilgruppen der Bakonyer Trias, welche von Zeit zu Zeit durch Bittner, Frech, Vadász, Vinassa und anderen herausgegeben wurden, steuerten inzwischen wertvolles Material für die Zonenvergleichung der Faunen in verschiedenen Teilen der Alpen bei.

1909 gab Wilckens eine umfangreiche Beschreibung der „Triassischen Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol" heraus.

Die vorläufige Mitteilung über die Überschiebungsstruktur im Langkofelgebiete ist von der Verfasserin im Jahre 1907 veröffentlicht worden. Dort hat sie zwei nach S geneigte Überschiebungsflächen an der Basis der Nordwand der Langkofelgruppe zum erstenmal bekannt gemacht und die Schubbewegung als gegen N gerichtet erklärt.

Sie zeigte, daß die vorhandenen ost-westlichen Haupteruptivspalten im N und S des Langkofels und Plattkofels zur Zeit der Mitteltrias Senkungszonen waren, im Vergleiche mit dem zwischenliegenden Plateau, auf welchem sich kalkartige Ablagerungen aufgehäuft hatten; und daß gleichzeitig mit den mitteltriassischen Differentialbewegungen und Eruptionsauswürfen in ost-westlicher Richtung sich auch eine Reihe von NO-SW-Biegungen bildeten, infolgedessen sich die Eruptivfazies Eintritt in die Synklinale dieser Reihe verschaffte (Verhandlungen l. c., S. 264).

Eine inhaltsreiche Arbeit über ein östlicheres Gebiet in den Dolomiten ist von Kober im Jahre 1908 veröffentlicht worden: „Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita." Er behandelte stratigraphisch und tektonisch die Tofanagruppe, das Faniser Hochgebirge, das Gebiet um Groß-Fanes, das Plateau von Klein-Fanes, die Region der Villnöser Dislokationslinie und die Umgebungen von La Stuva und der Roten Wand und Kleinen Gaisl.

In seinen tektonischen Schlüssen schrieb Kober: „Die Überfaltungen sind die Folge von aus N und NO kommendem Druck. Sie sind nicht sekundäre, etwa im Gefolge von größeren Dislokationen entstandene Falten, da sie auch vorkommen, wo solche fehlen, so z. B. die liegende Falte der Tofana oder die der Roten Wand. Sie sind auch nicht die Folge von Torsionsbewegungen, da sie ja regelmäßige SO, NW oder WO streichende Faltenzüge bilden . . . ." . . . „Die großen Schollen stoßen infolge der ungefähr N-S streichenden Spannungen mit W-O streichenden Dislokationslinien aneinander, an denen längs steil nordwärts fallender Kluftflächen vertikale Verschiebungen vor sich gingen, so zwar, daß die nördliche Scholle der südlichen aufgeschoben wurde. Als Repräsentant dieser Art von Dislokationen dürfte im Dachsteinkalkgebirge die Villnöser Linie und die Croda-del-Becco-Linie aufzufassen sein." (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1908, S. 242 und 243.)

Kober nahm als die östliche Fortsetzung der Villnöser Linie von Enneberg nicht die von Mojsisovics erklärte im Dachsteinkalkgebirge von Spezza bis Peutelstein reichende W-O-Bruchlinie an, sondern eine Störung über dem Forcella-Kamin, die innerhalb des Dachsteinkalkgebirges noch den Schlerndolomit zum Aufbruche brachte. Auf der Westseite des Dachsteinkalkgebirges wurde der Verlauf dieser Linie „in dem von Schutt erfüllten Hochtale zwischen der Neunerspitze und dem Paresberg wahrnehmbar, indem im S des Tales ostfallender, im N schwebender oder nordfallender Dachsteinkalk herrscht".

Diese Annahme gibt nun an die hier beiliegende Ennebergkarte Anschluß, indem einer der Hauptbrüche (der Biocer Bruch), der von der Zersplitterung der Villnöser Bruchlinie im Peitlerkofelgebiet ausgeht, durch Enneberg bis in dieses Hochgebirgstal verfolgt worden ist.

Die von Kober angegebene Erklärung des Anstoßens der großen Schollen im Hochgebirge dieser Gegend infolge der N-S-Spannungen gegen die O-W-Dislokationslinien mit Anlaß zu südlichen Überschiebungen stimmt sehr gut mit den Beobachtungen der Verfasserin in der großen Scholle von Langkofel und Plattkofel gegen Rodella im S oder im Fall der großen Schollen von Gardenazza und Sella beim Grödenpaß überein. Der Unterschied besteht darin, daß die N-S-Spannungen nach Kober keinen Anlaß zu Torsionsdislokationen in den Gesteinsmassen des Hochgebirges gegeben haben.

Es sind die weicheren Gesteinskomplexe der O-W-Antiklinen, in denen diese gut entwickelt sind.

Wie in dieser Arbeit gezeigt wird, kam es in Enneberg infolge der N-S-Spannungen nicht nur zu südlich gerichteten, sondern auch zu nördlichen Überschiebungen entlang der O-W-Dislokationslinien. Die breite Enneberg-O-W-Scholle zwischen Costa und Piccolein ist im S von mehreren südlich überkippten Faltungen und einem nach S gerichteten Schub begrenzt, während sie im N von dem nach N gerichteten Schub in der Bespackwiese und am Rittberg begrenzt wird.

Die Arbeit von Fräulein Furlani (Frau Furlani-Cornelius) „Zur Tektonik der Sellagruppe in Gröden" und die Erklärung der Tektonik durch eine liegende Falte erschien 1909.

Im folgenden Jahre hat die Verfasserin das Vorhandensein einer westlichen Überschiebung des Dachsteindolomits der Boe-Spitze im Sellagebirge wieder behauptet.

Im selben Jahr, 1910, gab die Verfasserin ihre Arbeit über die Langkofel-Überschiebungen heraus. Es wurde gezeigt, daß, während im Nordhang gegen das Grödener Tal mehrere Verschiebungen und Überschiebungen nach N vorkommen, solche im Rodella- und Durontalgehänge, südlich des Langkofels, gegen S gerichtet sind (l. c., Taf. VI—IX, Fig. 27, S. 13, 16). Es wurde hier die Bedeutung eines Vorschubs des Schlerndolomits über die darunterliegenden älteren Schichten hervorgehoben.

Eine Zone von dunklem, bituminösem, stellenweise dolomitischem Kalk, auf Mendoladolomit oder -kalk liegend, wurde als eine obere Zone davon getrennt und ließ sich zwischen dem Mendolakalk und Buchensteiner Knollen- und Bänderkalken feststellen.

Es ist unnötig, hier weiter auf Einzelheiten einzugehen, da das Langkofelgebiet bezüglich seines Anschlusses an das nördlichere und südlichere Gebiet in diesem Werke ohnehin genauer behandelt wird. Am Schlusse der Langkofelarbeit wurde die Meinung ausgesprochen, daß durch die große Ostbewegung eine Zerlegung der Gebirgsmasse in mehrere Decken stattgefunden habe, was sich in so großem Ausmaß nicht bestätigt hat.

Koken veröffentlichte eine Reihe von stratigraphischen und paläontologischen Arbeiten über Südtirol. Jene von 1906 und 1911 waren von mehr allgemeinem Charakter.

Sein letztes Werk vom Jahre 1913 legte die Folge der Raibler Schichten, vom Kreuzkofel, Lagazuoi- und von verschiedenen anderen Gebieten dar und schließt eine Monographie der Heiligkreuzfauna und deren Vergleich mit den Raibler und Cassianer Faunen von Südtirol ein. Die Verfasserin bezieht sich in diesem Werke häufig auf seine Ergebnisse.

Klebelsberg lieferte 1911 einen Beitrag „Neuere geologische Forschungen, die Südosttiroler Dolomiten betreffend" und 1919 einen über die Triasreste auf dem Ritten bei Bozen.

1912 errschienen die Studien über *Siphoneae verticillatae* von Pia, in welche eine Anzahl von Algenformen aus den Südtiroler Dolomiten einbezogen sind. Auf diese Studien folgte 1920 seine Monographie der *Siphoneae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. Einige spätere Arbeiten behandeln die stratigraphische Stellung der Hauptalgentypen und ihren Wert für die Einteilung der Schichten.

Der Vergleich der Algen-Leittypen in Südtirol, Dalmatien, Schweiz und anderen Gegenden hat seine große Wichtigkeit für die Altersbestimmung der kalkig-dolomitischen Entwicklungen in den verschiedenen Gebieten erwiesen.

Die Spezialfauna der Buchensteiner Schichten wurde im Jahre 1914 von Horn in seiner Arbeit „Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen" beschrieben.

Horn zeigte, daß die Fauna in den untersten Horizonten der Wengener Schichten, wie sie von Mojsisovics auf der Seiser Alpe kartiert wurde, eine Mischfauna von Buchensteiner und Wengener Typen war.

Ammoniten und Daonellen machen den größten Teil dieser Fauna aus.

Die Wichtigkeit dieser Untersuchung beruht darauf, daß er die Fauna persönlich aufsammelte und so mit Sicherheit die Horizonte feststellen konnte, aus welchen die Fossilien gewonnen waren. Die einheimischen Sammler hatten ihre Stücke von den verschiedenen Fundorten, Seiser Alpe, Frommbach, Pufelsbach, Puflatsch eingesandt, ohne die Erfahrung zu besitzen, welche nötig ist, um die entsprechenden Horizonte auseinanderzuhalten.

Horn erstreckte seine Arbeit über das Fassagebiet nach O und kam zu dem Schluß, daß die gemischten Faunen des Buchensteiner und Wengener Typus, welche an manchen Orten in Schichten auftreten, die früher zum Wengener Alter bezogen wurden, Faunen seien, deren stratigraphische Stellung, ähnlich jener des *Protrachyceras Curionii*, in der höheren Gruppe der Buchensteiner Schichten sei.

Er bezog sich auf Frechs Beschreibung aus dem Jahre 1903 von Faunen, „die in den Grenzschichten zwischen den Buchensteiner und Wengener Schichten des südlichen Bakony vorkommen".

Horn erkannte drei Horizonte in den ladinischen Knollenkalken:

1. einen oberen Horizont mit *Protrachyceras Curionii* und einer Fauna mit deutlicher Änderung der Beschaffenheit gegen die Fauna der Wengener Schichten;

2. einen mittleren Horizont von Knollenkalken mit *Protrachyceras Reitzi* als Haupttypus;

3. einen unteren Horizont, der oberen Trinodosuszeit angehörig und einen Übergang aus den unteren Trinodosusschichten zu dem nächst höheren *Reitzi*-Horizonte vorstellend (l. c. S. 86).

Diese Ergebnisse verschiedener Untersuchungsrichtungen zeigen eine enge Übereinstimmung mit der stratigraphischen Einteilung der Verfasserin, zu welcher sie in den Arbeiten von 1910, 1911 und 1913 gelangte.

Horns Zone III entspricht der Stellung nach der oberen bituminösen Zone im Trinodosuskalk, welche von der Verfasserin zum oberen alpinen Muschelkalk gestellt wurde;

Horns Zone II der Hauptgruppe der Buchensteiner Knollenkalke der Verfasserin und Horns Zone I ihrer oberen Buchensteiner Gruppe (kalkig-dolomitische und eruptive Fazies).

Während des Krieges erschien 1915 eine Arbeit von Schwinner über die Tektonik der Ampezzaner Dolomiten.

Eine andere war jene von Frauenfelder 1916 über die „Geologie der Tessiner Kalkalpen".

Frauenfelder stellte für dieses Gebiet eine bituminöse Grenzzone als obersten Horizont des oberen alpinen Muschelkalks fest und gab als typische Fossilien an: *Ceratites luganensis* (Mer.) Mojsisovics, *Gervillia costata* Schlotheim sp., *Lima heterocostata* Frauenfelder, *Daonella Böckhi* Mojsisovics, *Daonella caudata* Frauenfelder.

Frauenfelder zeigte, daß Schubbewegungen von jüngeren über ältere Schichtengruppen eine wichtige Rolle in dem Gebirgsbau dieses Gebietes spielen.

Dieser Grundzug wurde auch von Spitz in seiner interessanten Arbeit vom Jahre 1919 über das „Nonsberger Störungsbündel" ausgeführt.

Wellers Arbeit zur „Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol" erschien 1920.

Er untersuchte auch die Saltrieschlucht und andere benachbarte Stellen und beschrieb die explosiven Trümmertuffe in dieser Gegend mit Betonung des heftigen Charakters der vulkanischen Explosionen.

Mit dem Problem der Schrägstrukturen im Alpenkörper hat sich B. Sander in seiner Arbeit „Zur Geologie der Zentralalpen" im Jahre 1920 beschäftigt.

Im Jahre 1923 hielt die Verfasserin in der Wiener Geologischen Gesellschaft am 14. Dezember einen Vortrag, in welchem sie die Hauptergebnisse des vorliegenden Werkes in bezug auf Fassa und Gröden darlegte.

Ihr Vortrag war durch die geologische Karte, eine Anzahl von Profilen und Photographien illustriert.

Sie betonte vor allem die veränderliche Richtung der Schubflächen in diesem Gebiete und die Tatsache, daß nach einer Faltung des Gebiets in WNW-OSO-Richtung und dem Eintreten von Überschiebungen nach N oder S horizontale Pressungen längs ost-westlicher resp. westnordwest-ostsüdöstlicher Richtungen in Verbindung mit einer späteren Phase von Querdislokationen das ganze Gebiet ergriffen haben. Die Querfaltungen und Brüche wurden lokal nach W überkippt und einige Hauptüberschiebungen waren nach W gerichtet.

An anderen Stellen traten längs der Querdislokationen horizontale Verschiebungen gewöhnlich in Reihen gegen N und S ein. Lokale Überschiebungen in diesen Richtungen fanden besonders gegen die älteren antiklinalen WNW-OSO-Zonen statt. Außerdem gab es noch jüngere Brüche und Senkungen von lokaler Bedeutung.

Dr. Winkler, der sich an der Diskussion beteiligte, erwähnte das Vorkommen ähnlicher, kreuzender Bewegungen in den Dinarischen Alpen, wo die letzte Bewegung einen Teil der dinarischen Faltung in der Richtung NW—SO bedeutet.

Dr. Ampferer wies bei dieser Diskussion auf die hohe Bedeutung der Drehbewegungen für die Alpentektonik hin (siehe Alpenquerschnitt 1911 und Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen 1923—1926).

In den Jahren 1922—1924 wurden von Cornelius und Furlani-Cornelius mehrere Arbeiten herausgegeben, welche Nachbargebiete dieser Arbeit betreffen.

Von besonderem Interesse ist Frau Furlani-Cornelius' Arbeit „Zur Kenntnis der Villnöser Linie" vom Jahre 1924 und die gemeinsame Arbeit vom gleichen Jahre „Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet".

Im Jahre 1924 ist die Arbeit von Winkler über die Dinarischen Alpen erschienen.

Vardobasso hat ebenfalls in den Jahren 1923—1925 mehrere Arbeiten veröffentlicht, welche die Mineralogie und Stratigraphie der Eruptivgebiete von Predazzo und Monzoni behandeln.

Er setzt seine Untersuchungen noch weiter fort.

1925 hat die Verfasserin selbst zwei vorläufige Berichte zu diesem Werk in den Verhandlungen der Bundesanstalt erscheinen lassen.

Stratigraphie.

Perm.

1. Der Quarzporphyr.

Der Bozener Quarzporphyr nimmt auf unserer Karte des Grödener und Fassagebietes nur einen sehr geringen Raum ein. Da er auch nicht eingehender untersucht wurde, kann er hier ganz kurz abgetan werden. Von neueren Arbeiten über den Gegenstand sind vor allem die grundlegenden Studien F. v. Wolffs zu nennen.[1] Sie sind am ausführlichsten in der Arbeit im „Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie" dargelegt, in der man auch Angaben über die ältere Literatur findet. Der zweite Bericht in der preußischen Akademie der Wissenschaften ist eine wertvolle Zusammenfassung der hauptsächlichen Ergebnisse. Diese lassen sich ganz kurz etwa folgendermaßen festlegen: Der Bozener Quarzporphyr besteht aus einer Anzahl selbständiger Ströme, die durch Tuff- und Konglomerathorizonte getrennt sind und einander teilweise überlagern. Die Altersfolge ließ sich für die meisten Ergüsse befriedigend feststellen.

Zu unterst liegt ein Melaphyr. Die darüberfolgenden Porphyrdecken stimmen untereinander chemisch und petrographisch sehr nahe überein und sind jedenfalls das Produkt einer innig zusammengehörigen Reihe von Eruptionen, in der man jedoch sowohl bei Bozen als in der Lagoraikette[2] drei Ausbruchsperioden unterscheiden kann, die vorwiegend festes Gestein lieferten, während in der Zwischenzeit hauptsächlich Tuffe und Konglomerate abgesetzt wurden. Die Porphyre der ersten Periode sind meist grünlich, die der zweiten violett, die der dritten rot gefärbt. Sämtliche Ströme und Tuffe sind nach der Ansicht Wolffs submarin gefördert. (Dies wird von Klebelsberg auf Grund des Mangels an marinen Fossilien bezweifelt, der aber wohl auch andere Ursachen haben könnte.) Die Spalten, aus denen sie austraten, verliefen wahrscheinlich etwa SW—NO, und die Ströme flossen aus ihnen teils gegen NW, teils gegen SO ab. Die Ausbrüche dürften mit tektonischen Vorgängen zusammengehangen haben, in denen Wolff die Vorläufer der judikarischen Störungen sieht.

Als Beispiel für den Aufbau der Bozener Porphyrtafel am Rand unserer Karte sei ein Profil beschrieben, das aus dem untersten Punscher- oder Puntschubgraben (südlich Waidbruck, auf der linken Seite des Eisacks) auf die Höhe nordwestlich Tiesens bei Kastelruth verfolgt wurde. Es verläuft zuerst nach O, dann — vom Horizont 4 — nach NNO. Es liegt gänzlich östlich der den untersten Puntschubgraben kreuzenden Verwerfung.

1. Phyllit, stark kleingefaltet. Westlich, beim Hause Flösser, stößt dieser Phyllit infolge der erwähnten Verwerfung gegen Quarzporphyr.

2. In etwa 515 *m* Höhe Grundkonglomerat, in das sich der Phyllit ohne scharfe Grenze auflöst. Das Gestein ist in der Übergangsregion von vielen kleinen Harnischen durchzogen, eine Erscheinung, die man auch an anderen Stellen vielfach beobachtet (vgl. unten) und die wohl mit Differentialbewegungen zusammenhängen muß.

3. Blaßgrünliche, feinkörnige Tuffe. Darüber, bei einer Brücke im Graben unterhalb des Zollhauses an der Straße von Waidbruck nach Kastelruth, ein rötliches, lockeres Tuffkonglomerat. Diese Gesteine gehören wohl zu den Tuffen der Trostburgmelaphyre.

4. Massiger Trostburgmelaphyr.

5. Graugrüne, dann rötliche, sehr glimmerreiche Tuffe, grobkugelig verwitternd. Sie entsprechen wohl den Tuffen der Tergöler Brücke.

6. Polygenes Konglomerat mit vielen Quarz- und Phyllitgeröllen, offenbar Wolffs unterer Konglomerathorizont. Es steht an der Straße beim Zollhaus und von hier ein Stück ostwärts gegen Kastelruth an.

7. Rote Tuffe, übergehend in sandige und konglomeratische Tuffe von roter bis gelber Farbe. Sie dürften den oberen Konglomerathorizont vertreten, der hier vom unteren durch keine Porphyrströme getrennt ist.

8. Massiver roter Quarzporphyr (Kastelruther Porphyr). Darauf liegt knapp östlich Kastelruth, in etwa 1100 *m* Höhe, der Grödener Sandstein. Die Mächtigkeit der ganzen eruptiven Gesteinsserie dürfte also hier von 600 *m* nicht viel verschieden sein.

Das Grundkonglomerat (Nr. 2 des Profils) ist auch weiter nördlich, auf dem Gehänge südöstlich Waidbruck, gut entwickelt, und der Kontakt mit den kristallinen Schiefern ist schön aufgeschlossen. Besonders in den liegendsten Teilen des Konglomerats zeigt sich eine sehr ausgesprochene unebenflächige Druckschieferung, durch die das Gestein in größere und kleinere Quetschlinge aufgelöst ist. Gegen oben nimmt die mechanische Beeinflussung allmählich ab, und es entwickelt sich ein normales Konglomerat.

Der Kastelruther Porphyr zieht in geringerer Mächtigkeit am Nordhang des Puflatsch nach Gröden hinüber. Seine Unterlage bildet dort aber der in unserem obigen Profil fehlende St. Ulricher Porphyr. Er setzt den Kamm der Raschötz zusammen, während der Südhang dieses Berges vorwiegend aus den zugehörigen Tuffen besteht (Taf. I, Fig. 1). Das Liegende des Porphyrs von St. Ulrich bildet nach Wolff in den Abhängen gegen Villnöß der untere Konglomerathorizont (Nr. 6 unseres Profils).

[1] Vgl. Literaturliste.

[2] Vgl. Trener.

Die einzige direkte Handhabe für die Altersbestimmung des Quarzporphyrs bildet die von E. Suess aufgefundene permische Flora in den Tuffen zwischen dem Porphyr und einem Konglomerat an der Basis des Grödener Sandsteines in der Val Trompia, die H. B. Geinitz beschrieben hat.[1]

Ganz ähnlich scheint die Lagerung der Pflanzen führenden Schichten zu sein, die Vacek von Tregiovo beschrieben hat.[2] Allerdings schließen diese Fossilfunde streng genommen nicht aus, daß der Quarzporphyr selbst seiner Hauptmasse nach älter als Perm ist. Dies wird aber durch einen öfter beobachteten allmählichen Übergang in den Grödener Sandstein und durch das Auftreten von diesem Gestein ganz ähnlichen Einschaltungen zwischen den einzelnen Strömen sehr wenig wahrscheinlich gemacht.[3]

2. Die permischen Sedimente.

(Grödener Sandstein und Bellerophonkalk.)

Die permischen Sedimentgesteine, die den Quarzporphyr überlagern, treten im Bereich der Karte in zwei getrennten Gebieten auf. Ein langer Streifen läuft durch das Tal von Oberwinkel nach St. Ulrich herunter, wendet sich hier gegen W und bildet auf etwa 2 *km* Länge den Untergrund des Grödener Tales. Dann umzieht er den Fuß der Seiser Alpe und des Schlerns an deren Grenze gegen das Quarzporphyrplateau, um auf der Westseite des Rosengartens das Gebiet der Karte zu verlassen. Kleine Vorkommen von Bellerophonkalk finden wir im S der Karte, im Bereich des Fassatales, obersten Contrin- und St.-Nicolo-Tales. Die besseren und interessanteren Aufschlüsse südlich der Costabella, im Gebiet der Campagnazza, schon außerhalb unserer Karte, werden mit zu berücksichtigen sein.

Die permischen Sedimente im Hangenden der Porphyre und Tuffe der Raschötz sind im Gebiet von Oberwinkel östlich der Hohen Brücke gut aufgeschlossen. In der Tiefe der Schlucht steht der Kastelruther Porphyr an. Die Basis des Grödener Sandsteins liegt dort etwa 1640 *m*, seine obere Grenze gegen O zu 1730 *m* hoch. Das Einfallen ist flach gegen SSW oder SSO; die Mächtigkeit ist etwa 85 *m*. Darüber folgt der Bellerophonkalk mit ungefähr 140 *m*. Die Schichtenfolge ist in groben Zügen die folgende:

Hangend: Seiser Schichten.

5. Dunkler, bituminöser typischer Bellerophonkalk mit Versteinerung führenden Horizonten.

4. Gruppe von Rauhwacke und Dolomitbänken, mit dünnen Einschaltungen von Gips.

3. Wechsellagerung von Gips mit dunkelgrauen Schiefern und Mergeln. Die Gipsbänder sind im unteren Teil der Schichtenfolge dünn, gegen oben werden sie bis 1 *m* mächtig.

2. Buntfarbiger, toniger Sandstein und Schiefer, stellenweise mit dünnen Gipslagen in den obersten Schichten.

1. Dunkelrote Sandsteine, oft grobkörnig, gegen oben mit feinem, graugelblichem Sandstein wechsellagernd.

Liegend: Quarzporphyr.

Bemerkenswert in den Sandsteinen ist die Abwesenheit von großen Quarzkörnern (wie sie für den Quarzporphyr typisch sind), mit Ausnahme von deren Vorkommen in den alleruntersten arkoseähnlichen Lagen. Sonst sind die Quarzkörner meist ganz klein. Auch ist der Muskovitglimmer in sehr feinen Partikelchen eingestreut, während Feldspat in verschiedenartigen Größen sehr reichlich enthalten ist. An einigen Stellen kommen in den untersten Lagen schmale Einschaltungen eines feinkörnigen Konglomerates vor. In der geologischen Karte ist Nr. 2 im Profil noch mit Grödener Sandstein eingeschlossen, als eine Übergangsgruppe zum Bellerophonkalk.

Dieselben Schichten sind auch in den südlicheren kleinen Gräben bis gegen St. Jakob gut zu sehen.

Als Beispiel eines Detailprofils sei die Schichtenfolge von Grödener Sandstein und Bellerophonkalk am Ballest in der Val Anna nördlich St. Ulrich im Grödental angeführt. Es fängt in ungefähr 1330 *m* Höhe am Bach an und verläuft von hier über die Ballestabhänge gleich östlich davon.

Ballestprofil.

Hangend: Seiser Kalk (untere Werfener Schichten).

B. Oberes Perm: Bellerophonkalk, Rauhwacken und Gips führende Mergel, im ganzen etwa 140 *m*.

3. Versteinerungsreiche obere Lagen.	Geschätzte Mächtigkeit in *m*
81. Oberste Kalke mit Algenlagen, meist grau verwitternd	2
80. Gelbgraue, sandig-kalkige Schichten mit auf den Schichtenflächen ausgewitterten Bivalven und Gastropoden („Ostrakodenkalk“)	4
79. Schwarze oder dunkelgraue oolithische Kalke mit Algen *(Gymnocodium)* und stellenweise kleinen Bellerophonten	3
78. Brecciöser Kalk mit Krinoidenresten und kleinen Bivalven	3
77. Schwarzer bis dunkelgrauer bituminöser Kalk mit großen Bellerophonten und kleinen Brachiopoden und Gastropoden	4
76. Schwarze oder dunkelgraue bituminöse Kalke oder Kalkschiefer mit Spatadern, stellenweise voll von Pektiniden und kleinen anderen Bivalven	6
75. Dunkler bituminöser Kalk, Haupthorizont der größeren Bellerophonarten, in einigen Bänken mit Algen *(Gymnocodium bellerophontis* Rothpl. sp.) erfüllt	10
74. Dunkelgraue und hellgraue Dolomite und kristallinische Kalke, gelegentlich mit Bellerophonabdrücken und anderen Versteinerungen	4
2. Mittlere Dolomit- und Rauhwackengruppe.	
73. Brecciöser, gebänderter, dolomitischer Kalk	5
72. Dunkle Schiefer und hellgrauer Kalk	6

[1] Vgl. Suess, Val Trompia, 1869, und Geinitz, Val Trompia, 1869, auch Gümbel; Bergamasker Alpen, 1880.

[2] Vgl. Vacek, Nonsberg, 1882.

[3] Vgl. besonders die Arbeiten von Wolff.

	Geschätzte Mächtigkeit in *m*
71. Kleinporöse, dolomitische Rauhwacke, oft mit vertikalen Röhren	4
70. Unregelmäßig poröse Rauhwacke in Wechsellagerung mit dünnen Schiefer- und Dolomitbänken und dünnen Gipslagen	16
69. Rauhwacke in dicken Bänken (etwa $^3/_4$ *m*)	2·75
68. Dünngebänderte Kalkschiefer mit Algenresten	2·5
67. Rauhwacke und dünne Gipslagen	1·3
66. Gelb verwitternder sandiger Kalk	1
65. Rauhwacke	2
64. Gelber, dünngebankter, kieseliger Kalk mit Hornsteinadern	1·5
63. Gelbe Rauhwacke	0·75

1. Gipsführende untere Gruppe.

62. Gebänderte Mergel mit Gipslagen	8
61. Tonschiefer und weißer Gips in Wechsellagerung	18
60. Gelbbrauner, dichter Dolomit mit Schieferbänken	5
59. Weißer Gips mit Spatadern und Zwischenlagen von Mergeln	10
58. Kompakter Dolomitkalk	0·4
57. Dünngebankte, feingeaderte Gipse und Mergel	7
56. Gelbe dolomitische Rauhwacke	0·3
55. Dünngebankte Gipse und Mergel	4
54. Dolomitische Rauhwacke	0·5
53. Gipsmergel	0·4
52. Grauer kompakter Dolomit	0·6
51. Weißer Gips, dunkle Mergel und Schiefer	0·4
50. Dunkler Dolomit	0·6
49. Dunkelgrauer Kalk	0·3
48. Gelbe und graue Schieferbänke	0·25
47. Weißer Gips	0·12
46. Dunkel und hell gebänderte tonige Schiefer	3
45. Weißer Gips	0·3
44. Harter, dunkler Schiefer mit starkem bituminösen Geruch	0·3
43. Rote und graue Schiefer	0·4
42. Dunkler Tonschiefer und grauweißer Gips	2
41. Weißer Gips	0·15
40. Bänder von Gips und Mergel	0·5
39. Hellgrauer Dolomit	0·4
38. Ziegelrote Mergel, graue Schiefer und Gipslage	2
37. Dunkler bituminöser Mergel	0·5

A. Von hier abwärts Grödener Sandstein (unteres Perm):

36. Feinkörniger, grauweißer Sandstein	2·5
35. Schwarzer Schiefer, teilweise mit Gipsbändern	0·5
34. Roter, glimmeriger Schiefer und Mergel in Wechsellagerung mit grauem Sandstein	8
33. Hellgrauer, feiner Sandstein, stellenweise mit Pflanzenabdrücken erfüllt, mit dünnen Einlagerungen roten Sandsteins	5
32. Dunkelroter, sandiger und glimmeriger Schiefer, wechsellagernd mit rotbraunem Sandstein	2
31. Harter, gebänderter, gelber und roter Sandstein	3
30. Gelbgrauer Sandstein mit Pflanzenabdrücken	1
29. Rot gestreifter, glimmerreicher Schiefer in Wechsellagerung mit dunkelgrünem Tonschiefer	1·5
28. Grüngrauer, sandiger Schiefer	0·05
27. Roter, sandiger Schiefer mit bituminösem Geruch	0·3
26. Hellgrauer, mergeliger Schiefer	0·3
25. Dunkelroter, sandiger Schiefer	0·25
24. Rot und grün gebänderter Schiefer	0·5
23. Grauweißer Kalkschiefer	0·03
22. Hellgrüner Schiefer mit glänzenden Schichtenflächen	0·05
21. Bunter Wechsel dunkelroter Schiefer und grüner, knolliger Tonlagen	0·6
20. Hellgrüner, toniger Schiefer	0·04
19. Roter Sandstein in Wechsellagerung mit grünem Schiefer	1
18. Glimmerreicher Kalkschiefer und knolliger Tonschiefer	0·5
17. Feiner, grauweißer Sandstein mit schwarzen Pflanzenresten, stark bituminös riechend	2
16. Harter quarzreicher Sandstein, mit rotem Ton wechsellagernd, stellenweise Gips enthaltend	1
15. Rote bis rötlichweise Sandsteine und weiche blasse Schiefer mit Pflanzenresten in Wechsellagerung	4
14. Rötlichweiße Sandsteine mit Pflanzenresten und kleinen schlecht erhaltenen Bivalvenabdrücken	1·5
13. Dunkelroter Sandstein mit dünnen Einlagerungen sandiger Schiefer	8
12. Bunter Wechsel rötlichweißer und hellgrüner oder gelber glimmeriger Sandsteine	6
11. Dickbankiger, dunkelroter Sandstein	5
10. Grobkörniger, grauer und rötlichweißer Sandstein	4·5
9. Roter und grüner Sandstein	1·5
8. Feinkörniger, roter Sandstein	4
7. Grober, dunkelroter Sandstein, in regelmäßige, bis 0·3 *m* mächtige Schichten gegliedert	20
6. Heller Sandstein	3

	Geschätzte Mächtigkeit in *m*
5. Dunkelroter Sandstein	1
4. Quarzreicher, grober, dunkelroter Sandstein	2
3. Grobkörniger, dunkelroter Sandstein	0·05
2. Dickbankiger, konglomeratischer Sandstein. Enthält viele kleine Geschiebe von selten mehr als 4 *cm* Durchmesser	1·5
1. Dunkelrotes, sandiges Konglomerat mit meist gerundeten, kleinen, selten bis faustgroßen Geschieben aus Quarz, Quarzit und Quarzporphyr	0·25

Liegend: Quarzporphyr.

Wegen der starken Bedeckung mit Wald und Schutt eignen sich die Gehänge des Ballest nicht für eine Photographie. Das Lichtbild (Taf. I, Fig. 2) wurde weiter oben im Tal aufgenommen. Es zeigt die Westseite des Secedakammes. Man erkennt die durchwegs dünnbankige Beschaffenheit der Bellerophonschichten. Die auf dem Bild ersichtliche Wand der Seceda ist ungefähr 350 *m* hoch. Die beiläufige Mächtigkeit der sie zusammensetzenden Gesteine beträgt (von oben nach unten):

Buchensteiner Schichten	25 *m*
Oberer Muschelkalk, umfassend den plattigen oberen Kalk und den Mendoladolomit, durch Schubfläche gestört, etwa	60 *m*
Unterer Muschelkalk. Er ist stark gestört und gewisse Teile sind durch eine Schubfläche herausgeschnitten. Mächtigkeit der Schichten in dieser gestörten Zone etwa	12 *m*
Obere und untere Werfener Schichten etwa	90 *m*

Zusammen sind diese triadischen Gesteine also fast 190 *m* dick.

An ihrer Basis sind in dem Bild die oberen, fossilführenden Horizonte der Bellerophonschichten, die plattigen „Ostrakodenkalke" voll kleiner Molluskenreste und die dunklen, bituminösen „Bellerophonkalke" als eine kleine Schichtengruppe von etwa 35 *m* Dicke zu erkennen. Sie überlagern die horizontal gestreiften und gebänderten Gesteine in der unteren Hälfte der Wand. Die hellen Bänder im oberen Teil dieser Schichtengruppe sind die blaßgelb verwitternden Dolomite und hellgrauen Kalke, die zusammen mit dunklen Schiefern die Horizonte Nr. 72 bis 70 des vorstehenden Ballestprofils bilden.

Die nächsttiefere in der Photographie ersichtliche Schichtengruppe enthält eine Anzahl breiter, lichter Bänder ziemlich nahe beisammen. Das sind die orangegelb verwitternden Rauhwacken in Nr. 63 bis 71 des Ballestprofils. Diese ganze mittlere Gruppe von Rauhwacken, Kalken und Dolomiten ist etwa 42 *m* dick. Sie enthalten nur spärliche Gipslager. Die Rauhwacken sind zuweilen ein kalkig oder dolomitisches Gestein mit vertikalen Röhren durchlöchert.

Die Gips führenden Schiefer und Mergel sind die darunterfolgenden, weicher aussehenden, dünngebankten Schichten. Sie sind im oberen Teil durch gelegentliche Bänder blaßgelber dolomitischer Rauhwacke unterbrochen, im unteren durch zwei oder drei auffallend weiße Gipslagen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 65 *m*, und im Liegenden erscheint die unterste Gesteinsgruppe in der Photographie mehr gleichförmig. In Wirklichkeit ist sie äußerst mannigfaltig zusammengesetzt. Grauweiße, lebhaft rote und gelbliche Sandsteine wechsellagern mit dünnen Bändern bunter Schiefer. Es sind dies die höchsten Teile des unterpermischen Grödener Sandsteines.

Mit Ausnahme dieses Gebietes und der Contrinalpe im S der Marmolatagruppe sind die Bellerophonschichten im Bereich der Karte wenig entblößt. Die Aufschlüsse an anderen Stellen zeigen meist nur Teile des Schichtengliedes, die stets auf bestimmte Gruppen aus dem oben gegebenen Profil bezogen werden können, beispielsweise die Fassatal-Vorkommnisse von Bellerophonkalk gegenüber Campestrin und oberhalb Mazzin im Udaital. Auf der Contrinalpe ist die Serie nicht ganz so mächtig, zeigt aber dieselbe allgemeine Entwicklung mit Inhalt von Gips wie im Bereich von Gröden. Der Unterschied in der Dicke äußert sich besonders in den höheren Teilen. Die Dolomite und Kalke im Hangenden der Rauhwacken sind dünner und die darüberfolgenden fossilreichen Kalke erreichen nur etwa 25 *m*.

Am Nordrand des kartierten Gebietes, vom Seceda- und Broglesgebiet gegen ONO, gegen die Campil- und Ennebergtäler, sind einige lokale Änderungen in der Entwicklung der beiden Permschichtengruppen wahrzunehmen.

Der Grödener Sandstein wird weniger rotfarbig wie man aus dem Bereich der mächtigen Verbreitung des Quarzporphyrs kommt. Schon nördlich des Medalgesrückens an den Abhängen gegen Villnößtal ist er größtenteils blaßgelblich und gelbgrau, schlecht verkittet und leicht zu losem Sand verwitternd. Dünne Bänder von roten und grünen Mergeln sind eingeschaltet. Rote Sandsteinbänke sind auch geringmächtig vorhanden, und zwar in den tiefsten und allerobersten Gruppen am häufigsten.

In den Sass-Rigais- und Medalges-Abhängen haben die Bellerophonschichten einen besonders reichen Gipsinhalt, der fast bis an die Ostrakodenkalke hinaufreicht. Dagegen bei Piccolein im Ennebergtal kommen Gipsschichten nur in der untersten Gruppe vor. Weiter östlich, im Roa-Blancia-Tal östlich St. Vigil, sind die Bellerophonschichten wieder sehr gipsreich und die Lager in allen Schichtengruppen vorhanden.

Fossilführung.

Die fossilen Pflanzenreste aus dem Horizont 33 des Grödener Sandsteines im Ballestprofil mögen wohl gleichaltrig mit denen sein, die Gümbel aus weißen Sandsteinen von Neumarkt beschrieben hat.[1] Sie sind mangelhaft erhalten und wurden nicht abgebildet. Dennoch haben sie ein gewisses Interesse. Die Handstücke zeigen sich reichlich durchsetzt von kleinen kohligen Brocken und Stengelbruchstücken. Legt man sie neben Proben von Pflanzen führenden Sandsteinen aus dem deutschen Rotliegenden, so ist es unmöglich, die beiden Gesteine zu unterscheiden. Ich habe diesen Vergleich an Handstücken in der Münchener Staatssammlung durchgeführt.

[1] „Vorläufige Mitteilung". 1877.

Das ziemlich umfangreiche Schrifttum über den Grödener Sandstein handelt hauptsächlich von der Altersfrage und den Beziehungen zum Quarzporphyr. Jene wurde in erster Linie durch die von Suess, Vacek und Gümbel gefundenen Pflanzenreste gelöst. Bestätigt wurde die Einreihung ins Perm durch die Gastropoden- und Brachiopodenfauna des überlagernden Bellerophonkalks, die im „Jahrbuch" der österreichischen Geologischen Reichsanstalt 1877 und 1878 noch vor dem Erscheinen von Mojsisovics' „Dolomitriffen" eingehend beschrieben wurde.

Die im paläontolgischen Teil beschriebenen Versteinerungen stammen aus den Bellerophonkalken verschiedener Gegenden. Man wird jedoch bemerken, daß der am öftesten erwähnte Fundort Plesch d'Inaz oberhalb Dosses im Grödental ist. Der Grund dafür ist folgender: Auf der Karte von Mojsisovics ist der oberste Punkt in Gröden, an dem Bellerophonschichten eingetragen sind, „Sebedin", gegenüber der Kirche von St. Jakob, etwas oberhalb St. Ulrich. Ich fand nun, daß dieses Schichtenglied an einer Reihe von Stellen weiter oben im Tal wieder erscheint. Es ist in dem Graben oberhalb Plan am Grödenpaß, d. h. im höchsten Teil des Tales, gut aufgeschlossen. Rothpletz hat es von hier schon beschrieben.[1] Ich selbst fand typische Fossilien auch unten auf der Ostseite des Passes. Auch oberhalb St. Christina, an den Hängen von Rungaldier und Plesch d'Inaz, kommen sie vor. Die guten Aufschlüsse bei Plesch d'Inaz entstanden erst vor verhältnismäßig kurzer Zeit durch eine große Geländerutschung. Früher war das Gebiet großenteils mit Wiesen bedeckt. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß hier Werfener Schichten eingetragen wurden. Bei der Neuaufnahme habe ich meine Aufmerksamkeit besonders auf die Versteinerungen dieser zwei Fundorte in Gröden gerichtet, die zur Zeit, als Stache die Fauna der Bellerophonkalke der Dolomiten beschrieb, noch unbekannt waren.

Staches Schriften bilden die Grundlage für die Paläontologie dieses Horizontes.[2] So gut wie alle von mir gefundenen Fossilien konnten mit von ihm beschriebenen Leitformen identifiziert werden. Außerdem ist jetzt das Auftreten fossiler Algen im Bellerophonkalk bekannt und liefert ein wertvolles Erkennungsmerkmal.

Es war mir besonders wichtig, durch die Fauna zu beweisen, daß diese höher gelegenen Vorkommen im Grödental, die ja nur unzusammenhängende Schollen bilden, wirklich permischen Alters sind. Ich führe ihr Erscheinen in dieser hohen Lage auf die Überschiebung von O her zurück.

Wie aus dem obenangegebenen Profil hervorgeht, kommt die schon bekannte Art *Gymnocodium bellerophontis* Rothpl. sp. massenhaft in den oberen Lagen vor, und zwar unter den schwarzen Pectinidenkalkschichten und in Wechsellagerung mit ihnen.

Dies ist auch der Fall in den Plesch-d'Inaz-Aufschlüssen, wo Kalkzonen mit Gymnocodien erfüllt hoch oben am Sattel unterhalb Pitschberg in einer Höhe von 2140—2160 *m* vorkommen. Unter denen waren einige neue Arten. Diese sind im paläontologischen Teil beschrieben und auf Tafel IX und XIII abgebildet. Ein interessantes Vorkommen im Ostrakodenkalk ist ein Fischknochen, wahrscheinlich aus der Operkularregion eines Actinopterygiers, vielleicht eines Platysomiden nach der Meinung Professor Abels.

Eine bemerkenswerte Tatsache im ganzen Bereich der Karte ist das massenhafte Auftreten von Algen in den Bellerophonschichten. Sie sind sogar reichlicher vorhanden als die Bellerophonten, nach denen die Gesteinsgruppe benannt ist. Die Gymnokodien halten auch in den sonst fossilleeren, blaßgrauen Kalken an, die den allmählichen Übergang von den Bellerophonschichten zur Untertrias vermitteln. Darüber folgt häufig eine geringe Mächtigkeit von Kalken ganz ohne Fossilien, bevor die Bivalvenfauna einsetzt, die in den Seiser Kalken so reich entwickelt ist.

Die weite Verbreitung von Grünalgen im Absatzbecken des oberen Perms unseres Gebietes zeigt, daß es sich um ein ganz seichtes Meer handelte. Die Schlüsse, die aus dem Auftreten von Gips in den tieferen Lagen auf eine Einengung des Meeres gezogen werden müssen, stimmen damit überein.

Es ist manchmal behauptet worden, der wichtigste Unterschied in den Absatzbedingungen zwischen Grödener Sandstein und Bellerophonschichten sei die größere Meerestiefe im oberen Perm gewesen. Aus unseren Profilen geht wohl hervor, daß das Sedimentationsgebiet die ganze Zeit hindurch seicht war. Der wesentliche Unterschied war vielmehr das Aufhören der Sandzufuhr im oberen Perm. Dies mag auf eine Änderung in der Lage der Mündung von Flüssen deuten, die auf dem benachbarten Land entsprangen. Es beweist aber keineswegs eine Vertiefung des marinen Absatzraumes. Dagegen sind irgendwelche Krustenbewegungen allerdings anzunehmen, durch die Tiefe und Umriß des Meeres in der Nähe der alten Küste örtlich geändert wurden.

Anderseits beweist die Beschränkung der Grünalgen auf die obersten permischen Kalke und das Eindringen der so außerordentlich reichen Fauna kleiner Bivalven am Beginn der Trias sicherlich, daß das Absatzgebiet im ganzen tiefer wurde und daß sich jene mehr rein marinen Verhältnisse anbahnten, die die Anhäufung der großen triadischen Kalkmassen in den Ostalpen ermöglichten.

Zeitweise allerdings, so am Beginn des unteren Muschelkalks und zur Raibler Zeit, kehrten ungefähr dieselben Verhältnisse lokaler Schwankungen des Meeresspiegels und der Küstenlinie wieder. Besonders ausgesprochen sind sie am Nordrand der Dolomiten, in den Tälern des unteren Enneberg und von St. Vigil.

[1] Rothpletz, „Ostalpen", 1894.

[2] Siehe Literaturliste.

Trias.

1. Skythische Stufe. — Werfener Schichten.

Die Untertrias unseres Gebietes wurde durch Richthofen[1] in zwei Abteilungen gegliedert, die Seiser Schichten und die Campiler Schichten, nach den Namen zweier Dörfer, Seis auf der Westseite der Seiser Alpe und des Schlerns und Campil im N des kartierten Gebietes. Diese Einteilung hat sich allgemein eingebürgert und ist im Terrain gut festzuhalten. Abweichende Versuche, wie eine Gliederung in drei Teile, haben sich nicht ebenso brauchbar erwiesen. Wir werden also Richthofens Einteilung folgen. Doch ist der fazielle und faunistische Unterschied der beiden Unterstufen, wie besonders Wittenburg[2] gezeigt hat, kein durchgreifender. Es besteht vielmehr ein allmählicher Übergang, und die genaue Lage der Grenze ist deshalb eine konventionelle. Das Kokensche Konglomerat, das Wittenburg stellenweise in der Übergangszone auffand, fehlt an anderen Punkten. Richthofen hat eine scharfe Festlegung der Grenze nicht versucht, sondern befaßte sich mehr mit den Verschiedenheiten im allgemeinen Charakter der oberen und unteren Werfener Schichten.

Eine zweite schwierige Frage ist die, wo die Obergrenze der skythischen Stufe, zwischen den Werfener Schichten und dem Muschelkalk, zu ziehen ist. Die Meinungen über diesen Punkt waren und sind sehr geteilt. In meiner Arbeit über Monzoni habe ich mehrere Stellen im Fassatal, z. B. Pozzates („Pozzale ravine"), bekannt gemacht, an denen eine wohlentwickelte Gruppe von Krinoidenkalken und von Schiefern mit Bivalven- und Pflanzenresten in Wechsellagerung mit roten und grünen Mergeln und mit groben Konglomeraten auftritt.[3] In meinem Werk über das Langkofel- und Rodellagebiet habe ich diese Gesteine näher beschrieben.[4] Im Gebiete nördlich von Gröden hat Richthofen diese Konglomerate untersucht und sie als den obersten Horizont der Campiler Schichten aufgefaßt. Nach seiner Beschreibung bilden sie ein einheitliches Schichtenglied an der Basis der typischen Muschelkalkgesteine. Im Gebiete von Fassa und Monzoni dagegen schalten sich wiederholte Konglomeratbänke im unteren und mittleren Teil der ganzen Serie ein.

Prof. Broili von der Universität München war so freundlich, die Fossilien der neuen Fundstellen zu untersuchen. Er fand, daß sie eine große Ähnlichkeit mit denen der Campiler Schichten haben. Ich habe diese ganze Gesteinsgruppe deshalb als „Passage-Beds" zwischen den oberen Werfener Schichten und dem Mendoladolomit bezeichnet[5] und gezeigt, daß sie in Südtirol zusammen mit dem Mendoladolomit dem „alpinen Muschelkalk" Salomons[6] und anderer Beobachter entsprechen. Als eigener paläontologischer Horizont betrachtet sind die „Passage-Beds" wahrscheinlich den obersten Teilen der „Myophorienschichten" oder den Reichenhaller Kalken der Nordtiroler und bayrischen Alpen gleichzustellen.

Inzwischen ist die Verteilung der Konglomerate in benachbarten Teilen der Südalpen von anderer Seite eingehend untersucht worden. Man weiß jetzt, daß sie häufig mit fossilführenden Schichten wechsellagern. Die nun reichlicher vorhandenen Versteinerungen und genauere Vergleichsmöglichkeiten haben allgemein zu der Ansicht geführt, daß meine „Passage-Beds" in den unteren alpinen Muschelkalk einzureihen sind. Wittenburg allerdings betrachtet in seiner Monographie die Konglomerate als den obersten Teil der Campiler Schichten. Bei der Revision des Gebietes habe ich gefunden, daß die Konglomerate stellenweise im Hangenden von kalkigen oder kalkig-dolomitischen Gesteinen auftreten, die schon den Charakter des Muschelkalks haben. Auch werden sie gelegentlich seitlich durch solche Schichten vertreten. Deshalb habe ich in der vorliegenden Arbeit die roten und grauen Konglomerate als einen Teil des unteren Muschelkalkes behandelt und diesen gesondert ausgeschieden. Vom Standpunkt der geologischen Kartierung aus erwies sich dies als sehr vorteilhaft, denn die Notwendigkeit, die Gesteine zwischen Werfener Schiefern und Mendoladolomit getrennt auszuscheiden, hat erst recht ans Licht gebracht, wie außerordentlich stark dieses Schichtenglied durch die horizontalen Differentialbewegungen in der Erdkruste in Anspruch genommen worden ist. Diese Vorgänge müssen auf das sorgfältigste berücksichtigt werden, wenn man zu einer richtigen Darstellung der Stratigraphie des Gebietes gelangen will.

In den nun folgenden Profilen der Werfener Schichten werden also die Konglomerate und Mergel sowie die kalkigen oder dolomitischen Horizonte der „Passage-Beds" nicht mit eingeschlossen sein. Sie sollen erst beim unteren Muschelkalk behandelt werden. Der Ausdruck „obere Werfener Schichten" wird so ziemlich synonym mit „Campiler Schichten" im Sinne von Richthofen verwendet werden, jedoch mit Ausschluß der obersten Mergel und Konglomerate.

Das erste Profil soll aus dem nördlichen Teil der Karte, von der Nordseite des Grödentales, genommen werden, u. zw. vom Hang der Gran Roa nördlich des Ballest (Photographie Taf. I, Fig. 3). Es setzt die permische Schichtenfolge des Ballest fort. Die in Klammern beigefügten Zahlen beziehen sich auf die ungefähr entsprechenden Schichtenglieder im weiter unten folgenden Profil von Bad Ratzes am Schlern.

[1] Richthofen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe. Gotha 1860, S. 51.

[2] Wittenburg, Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. (Geologische und Paläontologische Abhandlung, Bd. 12, H. 5, Jena 1908.)

[3] Ogilvie Gordon, The Geological Structure of Monzoni and Fassa. (Transact. Edinburgh Geol. Soc., Bd. 8, 1903.) S. 20.

[4] Ogilvie Gordon, The Thrustmasses in the Western District of the Dolomites. (Transact. Edinburgh Geol. Soc., Bd. 9, 1910.)

[5] „Geological Structure of Monzoni and Fassa", S. 20.

[6] W. Salomon, „Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata". (Palaeontographica, Bd. 42, 1895.) S. 13.

Profil der Gran Roa.

Hangend: Rote und grüne Mergel mit Konglomerateinschaltungen (unterer Muschelkalk).

22. Glimmerige, rotbraune, auf dem frischen Bruch graue Kalke, gelegentlich mit dünnen Lagen von Lumachellen voll kleiner Myophorien, wechsellagernd mit tiefroten und dunkelgrauen Schiefern und Mergeln, deren Schichtenflächen mit Muskowitschuppen bedeckt sind . . . . . 5 *m*

21. Sandig-glimmerige, graue Kalke mit *Naticella costata, Turbo rectecostatus* und anderen Campiler Versteinerungen, gelegentlich wechsellagernd mit dünnen Bänken weicher, sehr spaltbarer, rötlicher oder grauer Mergel und Schiefer (11) . . . . . 20 *m*

20. Blaßgrünliche Schiefer und Mergel . . . . . 0·3 *m*

19. Dicke Bank von gelb verwitterndem oolithischen Kalk (10) . . . . . 1 *m*

18. Braungelbe und rötliche Mergel mit Hieroglyphen und dunkle, kalkige Schiefer mit *Anodontophora fassaensis* und kleinen Gastropoden (9) . . . . . 8 *m*

17. Gesprenkelte Kalke, gegen unten übergehend in eine Serie dicker und dünner geschichteter, plattiger Kalke. Diese sind teils weißlichgrau und von Kalzit durchädert, teils gelblich und sandig, mit sogenannten „Wurmspuren". Sie enthalten ziemlich gute fossile Bivalven, verschiedene Arten von *Pecten, Myophoria* und *Gervillia*, besonders häufig aber *Pseudomonotis inaequicostata*. Manche Bänke sind voll kleiner Myaciten (8) . . . . . 15 *m*

16. Mergelige, grünlich oder blaßrötlich verwitternde Lumachellenkalke voll von Myaciten (8) . . . . . 1 *m*

15. Dickgeschichtete Kalke (7) . . . . . 2 *m*

14. Schiefrig spaltende, manchmal rötliche Kalke mit Muskowitschuppen (6) . . . . . 0·5 *m*

13. Ebenflächige Kalke mit *Pseudomonotis Clarai* und *intermedia, Pecten* sp., *Anodontophora fassaensis* usw. (6) . . . . . 3 *m*

12. Schiefriger Kalk mit kleinen Myaciten (5) . . . . . 2·5 *m*

11. Dick- und unebengeschichtete, wulstige Kalke (4) . . . . . 1·5 *m*

10. Dünngeschichtete, schiefrige Kalke mit Myaciten und anderen kleinen Bivalven, in manchen Bänken reich an *Pseudomonotis Clarai* und *aurita* (3 und 4) . . . . . 14 *m*

9. Dickbankige Kalke, im oberen Teil mit Schiefereinschaltungen voll kleiner Myaciten (4) . . . . . 4 *m*

8. Unebengeschichtete graue Kalke mit *Pseudomonotis aurita* (3) . . . . . 2 *m*

7. Plattige, rotbraun verwitternde Kalke mit kleinen Gastropoden (3) . . . . . 3 *m*

6. Graue, fossilleere, brecciöse Kalke (3) . . . . . 2 *m*

5. Graue, wohlgebankte Kalke mit Myaciten (3) . . . . . 3 *m*

4. Dunkelgraue Kalke und Schiefer mit *Lingula tenuissima* (2) . . . . . 7 *m*

3. Dickgebankter, weißgrauer, härterer Kalk (1) . . . . . 3 *m*

2. Graue, schiefrige Kalke mit Myaciten, gelegentlich mit dünnen Lagen dunklerer Mergel und Schiefer, die schmale, verzweigte Pflanzenstengel enthalten (1) . . . . . 12 *m*

1. Fossilleere, graue Kalke (1) . . . . . 6 *m*

Liegend: Bellerophonkalk = oberes Perm.

Die Gesamtmächtigkeit dieses Profils beträgt schätzungsweise 105 *m*, etwas mehr als die Werfener Schichten am Secedagipfel, von denen die obersten 40 *m* das bezeichnende Aussehen der Campiler Gesteine haben, während die untere Gruppe mit etwa 65 *m* als Seiser Schichten anzusprechen ist. Die Zusammensetzung ist hier sehr kalkig, und die Gesteine wittern in Gestalt einer Reihe senkrechter Wände aus, die von etwa 1780 *m* Höhe bis zur 1900-*m*-Schichtenlinie reichen (vgl. Photographie Taf. I, Fig. 3). Das Streichen ist N 65° W, das Einfallen etwa 25° gegen SSW. Die Steilwände auf der Westseite verlaufen quer auf das Streichen, wogegen der hügelige Hang zwischen Ballest und St. Christina sich fast parallel mit den Schichten senkt. Infolge davon erscheint die Mächtigkeit der Werfener Schichten hier viel größer, als sie wirklich ist.

Das klassische Profil der Werfener Schichten, das schon Richthofen[1] beschrieben hat, ist das der Pufler Schlucht auf der Südseite des Grödentales nächst St. Ulrich. Ich habe diese Stelle besonders in der Absicht untersucht, die Merkmale festzustellen, auf die jener die Trennung der Seiser und Campiler Schichten gegründet hat. Das folgende Profil wird zeigen, daß hier tatsächlich eine schärfere petrographische Grenze vorhanden ist als an einigen anderen noch zu besprechenden Punkten. Der Übergang der beiden Unterstufen fällt in das Gesteinsglied Nr. 9.

Profil der Pufler Schlucht.

11. Rötlich und gelb verwitternde, sandige Kalke, voll von Glimmer und mit *Naticella costata, Turbo rectecostatus* usw., wechsellagernd mit Mergeln und gelegentlich mit Bändern heller, glänzender Schiefer, die manchmal Rippelmarken und Gruben aufweisen . . . . . 25 *m*

10. Grüne und rote Mergel, abwechselnd mit dunkelrotbraunen Kalken. Diese enthalten Glimmerschuppen, ferner kleine Arten von *Myophoria* und *Anodontophora*. Lagen grünlichgrauen, brecciösen Kalkes führen unbestimmbare kleine Bivalven . . . . . 15 *m*

9. Rote und grüne Mergel, wechsellagernd mit rötlichgrauen Gastropodenoolith und blaugrauen Mergeln und mergeligen Kalken . . 7 *m*

8. Dünngeschichtete, schiefrige Kalke, voll kleiner Myaciten, wechsellagernd mit sandigen, dicker gebankten Kalken von unebener Oberfläche . . . . . 15 *m*

7. Gelb verwitternde, geäderte Kalke und schiefrige Kalke mit Fossilien, hauptsächlich *Anodontophora fassaensis* . . . . . 6 *m*

6. Dicker und dünner geschichtete, harte Kalke mit *Pseudomonotis aurita* und *Clarai* . . . . . 4 *m*

5. Spaltbare, bröcklige Schiefer und Kalke . . . . . 5 *m*

4. Graue, braun verwitternde Kalke mit Schiefereinschaltungen: *Pseudomonotis Clarai, Pecten, Myophoria* usw. . . . . 10 *m*

3. Wohlgeschichtete, dicker oder dünner gebankte, blaßgraue Kalke mit massenhaft kleinen Myaciten . . . . . 8 *m*

2. Dunkle Schiefer mit *Lingula tenuissima* . . . . . 4 *m*

1. Fossilleere, graue Kalke . . . . . 12 *m*

Liegend: Bellerophonkalk.

[1] Geognostische Beschreibung von Predazzo usw., Gotha 1860.

Das nächste Profil wurde bei Bad Ratzes am Nordwestfuß des Schlerns aufgenommen, etwa zwei bis drei Gehstunden von der Pufler Schlucht entfernt. Ich habe diese Schichtenfolge sowie andere in den Tälern von Fassa und Gröden mehrere Jahre vor dem Erscheinen von Wittenburgs Werk untersucht und an meinen Aufzeichnungen später nichts geändert (vgl. Wittenburg,[1] 1908, Beilage 1). Die unter Nr. 11 genannten „Holopellen" hat Wittenburg *Coelostylina werfensis* genannt.

Profil bei Bad Ratzes.

Hangend: Unterer Muschelkalk, rote Mergel mit Einschaltungen von Krinoidenkalk und Dolomit.

11. Sandig-glimmerige, grau oder rötlichbraun und gelb verwitternde Kalke mit *Naticella costata*, kleinen Holopellen und *Anodontophora fassaensis*. Dünne Einschaltungen grünlicher Mergelschiefer kommen vor, im ganzen handelt es sich aber um ein deutliches Band härterer Felsen . . . . . 20 *m*

10. Rötliche und grünliche, oft sandige Mergel mit Einschaltungen von Kalken, die *Myophoria ovata* und *Pecten microtis* enthalten, und von oolithischen Kalken mit großen Mengen kleiner Gastropoden . . . . . 15 *m*

9. Fleckige Kalke . . . . . 3 *m*

8. Dünngeschichtete, plattige, blaugraue, gelb verwitternde Kalke mit Spatadern und „Wurmspuren", wechsellagernd mit roten Schiefern und grünlichen Mergeln . . . . . 15 *m*

7. Eine vorspringende dünne Bank harten, lichtgrauen, brecciösen Kalkes . . . . . 0·2 *m*

6. Graue und gelbliche, glimmerige, spaltende Kalke und Mergel mit zahlreichen Bivalven, hauptsächlich *Myophoria* und *Pseudomonotis*, z. B. *Pseudomonotis aurita* und *intermedia* . . . . . 7 *m*

5. Dunkelgrau und rotbraun verwitternde Kalke mit 1 oder 2 dünnen Mergellagen — Haupthorizont der Seiser Fauna: *Pseudomonotis Clarai, Anodontophora fassaensis* usw. Die Fossilien zeigen oft einen grünen Überzug . . . . . 12 *m*

4. Grünlich oder rötlichbraun verwitternde Mergel mit eingeschalteten Kalkbänken — Seesternähnliche Abdrücke . . . . . 5 *m*

3. Ebenflächig gebankte Masse grauer Kalke und gelegentlicher Mergeleinschaltungen mit *Natica gregaria*. Gegen unten Übergang in braun verwitternde, sandige Kalke mit den kleinen Myaciten der Seiser Schichten. Diese Gesteinsgruppe bildet vorspringende Wände . 12 *m*

2. Rote Mergel und dunkle Schiefer mit *Lingula tenuissima* . . . . . 3 *m*

1. Dicker oder dünner gebankte, spaltbare Kalke mit zahlreichen kleinen Myaciten, gegen unten übergehend in fossilleere wohlgebankte, blaßgraue Kalke; in den unteren Teilen Einschaltungen von mergeligen Kalken und von Mergeln . . . . . 15 *m*

Liegend: Bellerophonkalk.

Vergleicht man dieses Profil mit dem bei Wittenburg gegebenen, so scheint es ziemlich sicher, daß Nr. 7 dem Gesteinsband entspricht, das jener das „Kokensche Konglomerat" nennt und als die Grenze zwischen Seiser und Campiler Schichten ansieht.

Das nächste Profil wurde auf der Westseite des Schlerns aufgenommen, von der Ruine Salegg den Weißenbach aufwärts zur Schlernklamm. Der Wortlaut der Beschreibung ist von der vorhergehenden etwas verschieden, weil es bei einer anderen Gelegenheit untersucht wurde als das Profil von Ratzes. Sachlich besteht zwischen den beiden aber eine sehr nahe Übereinstimmung. Die entsprechenden Nummern des vorhergehenden Profils sind bei den folgenden in Klammer beigefügt, um den Vergleich zu erleichtern.

Profil des Weißenbaches bei Salegg.

Hangend: Rote Mergel und Krinoidenkalke des unteren Muschelkalks.

12. Dünngeschichtete Mergel, nach oben übergehend in dickgebankte Kalke; dann sandige Kalke und Mergel. *Naticella costata, Turbo rectecostatus* usw. (10 und 11).

11. Oolithische, gefleckte Kalke (9).

10. Dunkelgraue Kalke mit Spatadern, wechsellagernd mit Mergelkalken. *Natica* sp. und Myophorien (8).

9. Dünne Lage roter Mergel (8).

8. Hellgrauer, brecciöser Kalk, gegen unten übergehend in glimmerig-sandigen Kalk mit gut erhaltenen Fossilien: *Pseudomonotis aurita* (6 und 7).

7. Graue Mergel (6).

6. Graue, sandige Mergel und Kalke mit großen Mengen von *Pseudomonotis Clarai* und *Myacites fassaensis* (5), gegen unten übergehend in

5. rote und graugrüne Mergel mit vielen Fossilien (4).

4. Harte, sandige, rotbraun verwitternde, manchmal glaukonitische Kalke mit schlecht erhaltenen Fossilabdrücken *(Pseudomonotis aurita* und *Clarai)* (3).

3. Wenig mächtige, dünngeschichtete, rote Mergel (2).

2. Mergelige Schiefer und braun verwitternde, auf dem frischen Bruch dunkelgraue Kalke; auf den Schichtflächen kleine Myaciten und *Lingula tenuissima* (2).

1. Graue Mergel, Mergelkalke und Kalke ohne Fossilien (1).

Das nächste Profil stammt von der Südseite des Schlerns, vom Hang oberhalb Weißlahnbad im Tschamintal. Die Nummern in Klammern dienen zum Vergleich mit dem Profil von Ratzes.

Profil oberhalb Weißlahnbad.

Hangend: Rote und grüne Mergel und dünne Kalklagen mit Myaciten (unterer Muschelkalk).

12. Geschichtete Kalke mit *Naticella costata* (11).

11. Braune, sandige Schiefer, wechsellagernd mit grauen, glimmerigen, sehr fossilreichen Kalken und einzelnen Bänken blaugrauer, gelb verwitternder Kalke. *Myophoria ovata, Turbo rectecostatus, Pecten völseckhofensis* (10).

10. Harte, graugrüne, sandige Myacitenkalke und fleckige Kalke mit *Pseudomonotis tridentina* (9).

9. Rötlichgelbe und hellgraue, glimmerige Kalke und geäderte Kalke mit Einschaltungen roter Schiefer (8).

8. Grünliche und rötliche Mergel und Schiefer (8).

7. Rote und orangegelbe, schieferige Kalke mit eigentümlichen verzweigten Abdrücken („Wurmspuren") (8).

[1] Wittenburg, siehe Literaturliste. Abkürzung = L. L.

6. Knollige Kalke (7).
5. Ebenflächig geschichtete Kalke mit *Pseudomonotis aurita, Ps. Clarai, Anodontophora, Myophoria* usw. (5 und 6).
4. Hellgraue und braune, rötliche und grünliche Mergel mit Bivalven (4).
3. Myacitenkalke mit gequetschten Fossilien (3).
2. Hellgraue Mergel (2).
1. Kalke und Schiefer mit *Lingula tenuissima* (2).

Ende der Aufschlüsse.

Die Übereinstimmung mit dem Profil von Ratzes ist auch hier recht deutlich. Der wichtigste Unterschied ist die Kalkarmut der oberen Seiser Schichten in dem südlicheren Profil (Nr. 2 und 3). Doch sehen die Gesteine und die Fossilien hier sehr gequetscht aus. Möglicherweise hat man es mit einer kleinen Störungsfläche zu tun. Der knollige und konkretionäre Kalk, Nr. 6, entspricht wahrscheinlich dem sogenannten „Kokenschen Konglomerat" Wittenburgs. Die wahre Natur dieser Bildung ist noch nicht aufgeklärt. Der schieferige Kalk mit verzweigten Abdrücken, Nr. 7, ist ein im unteren Teil der südalpinen Werfener Schichten weit verbreitetes Gestein.

Am Westfuß der Rosengartengruppe ist die Schichtenfolge des Untertrias im wesentlichen dieselbe wie in dem soeben besprochenen Profil.

Wenden wir uns nun dem südlichen Teil des kartierten Gebietes zu, so erweist es sich als schwieriger, zusammenhängende Profile zu gewinnen, denn die Schichten sind sehr stark von Porphyritgängen durchsetzt und durch tektonische Bewegungen gestört. Im oberen Fassaner Gebiet findet man die vollständigsten Aufschlüsse der Werfener Schichten und des unteren Muschelkalks im Durontal oberhalb Campitello und an den Hängen der Val Dona oberhalb Mazzin und Campestrin.

Profil im unteren Durontal.

Diese Aufschlüsse hat schon Wittenburg eingehend untersucht. Er beschreibt sie in seiner Monographie als Profil III, Campitello.[1]

Die oberen Werfener oder Campiler Schichten sind in etwa 1480 *m* Höhe am rechten Ufer des Duronbaches westlich der letzten Häuser von Campitello gut aufgeschlossen. Die Schichten fallen gegen SSO. Die tiefsten Horizonte der Seiser oder unteren Werfener Kalke (Nr. 1, 2, 3 in dem Profil) werden von dem Bach in der engen Schlucht unterhalb des Steiges in der angegebenen Höhe geschnitten. Die Mächtigkeiten sind hier schwer zu schätzen, und die angegebenen Zahlen können nur als grobe Näherungswerte gelten.

Hangend: Unterer Muschelkalk.

11. Rote, sandige Schiefer und Kalke mit reichlichen Glimmerschuppen und mit *Naticella costata, Turbo rectecostatus, Pecten microtis* sowie Myaciten . . . . . 15 *m*

10. Dickgebankte, glimmerige Kalke und Mergelkalke von blaßgrauer, blaßrötlicher oder olivgrüner Verwitterungsfarbe. Bankweise sind sie von Bivalven erfüllt, besonders von Pseudomonotisarten: *Pseudomonotis austriaca, Ps. tenuistriata, Pecten völseckhofensis* usw. . . . 20 *m*

9. Rote, glimmerige, dünngeschichtete Schiefer und Mergel mit zahlreichen Exemplaren von *Pseudomonotis inaequicostata,* auch mit *Ps. Aueri* und *Pecten vajolettensis.* Dünne Lagen sind erfüllt mit kleinen Schalen von *Holopella gracilior* und *Natica.* Einlagerungen grünlicher und roter, grüngefleckter Mergel . . . . . 12 *m*

8. Braunrot oder grau verwitternde, fleckige, fossilleere Kalke . . . . . 3 *m*

7. Blaugraue, glimmerige und sandige Schiefer, die manchmal rötlich oder orangefarbig verwittern, wechsellagernd mit roten und grünen, feinen Mergeln. Die Schichtenflächen sind uneben und oft bedeckt mit Steinkernen von *Anodontophora fassaensis* oder kleinen unbestimmbaren Myaciten und Gastropoden . . . . . 15 *m*

6. Brecciöser Kalk mit kleinen Geröllen . . . . . 0·75 *m*

5. Graue, plattige Kalke mit vielen Bivalven: *Pseudomonotis venetiana, Ps. aurita* usw. . . . . 15 *m*

4. Blaßgraue Kalke mit Myaciten und kleinen Gastropoden: *Natica cf. Gaillardoti* . . . . . 10 *m*

3. Dicker und dünner geschichtete graue Kalke, ganz erfüllt mit kleinen Myaciten, auch reich an Leitfossilien der Seiser Schichten: *Pseudomonotis aurita, Ps. Clarai;* dazu *Pseudomonotis intermedia* und *Anodontophora fassaensis* . . . . . 20 *m*

2. Dunkelgraue, spaltbare Kalke, wechsellagernd mit Schiefern, die Landpflanzenreste enthalten . . . . . 6 *m*

1. Fossilleere, graue Kalke, nicht mehr vollständig aufgeschlossen . . . . . 2—3 *m*

(Keine weiteren Aufschlüsse.)

Nr. 6 in diesem Profil scheint seiner stratigraphischen Lage nach wieder dem sogenannten „Kokenschen Konglomerat" Wittenburgs zu entsprechen. Die höheren Bänke sind zu beiden Seiten des Durontales gut aufgeschlossen. Die oben angeführten Fossilien wurden nur auf der Südseite (der von Campitello) gesammelt. Eine beträchtliche Anzahl fand sich aber auch am Bach selbst und auf der Nordseite oberhalb des Steiges.

Ein bezeichnender Zug der oberen Werfener (Campiler) Schichtenfolge hier und in ganz Fassa ist das Auftreten zweier deutlichen Gruppen roter, glimmeriger Schiefer, die durch eine dicke Folge gutgeschichteter Kalke getrennt sind. Diese Kalkeinschaltung tritt auch in der Landschaft charakteristisch hervor. Sie bildet eine Steilwand zwischen sanft geböschten Hängen darüber und darunter. Dasselbe Verhältnis setzt sich gegen S fort. Es ist beispielsweise in den unteren Hängen der Val Udai oberhalb Mazzin gut ausgeprägt. Ein Vergleich mit dem typischen Profil der Werfener Schichten, das Philipp[2] aus Ziano bei Predazzo gibt, zeigt, daß auch dort an einer der Nummer 10 unseres letzten Profils entsprechenden Stelle eine Gruppe dickgebankter, grauer Kalke und mergeliger Kalke vorhanden ist.

[1] Geologische und paläontographische Abhandlung, Bd. 12, S. 258.

[2] Philipp: Paläontographische und geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 56, 1904), S. 9—11.

Die wesentliche Übereinstimmung des Profiles aus dem Durontal mit dem von Bad Ratzes ist leicht zu ersehen.

In dem nächsten Seitental südlich von Campitello, dem der Val Dona oberhalb Campestrins, hat die Erosion tiefer eingeschnitten, und man sieht die unteren Werfener Schiefer auf dem Bellerophonkalk auflagern. Die besten Aufschlüsse liegen auf der rechten Seite des Baches unterhalb Punkt 1643 der Karte. Das Gestein ist hier über 100 *m* durch eine Rutschung entblößt. Die Schichten sind verbogen. Sie streichen vorwiegend N 50° O, manchmal auch N 55° W. Das herrschende Einfallen ist gegen SSO gerichtet. Man kann das Profil leicht begehen, indem man vom unteren Weg zu dem vorspringenden Eck, 1643 *m*, emporsteigt. Von hier führt ein Fußsteig in ungefähr gleicher Höhe nordostwärts zu der Brücke in der Val Dona 1570 *m* ü. M. Bei ihr wird die ganze Schichtfolge von einem NNO-SSW-Bruch durchschnitten. Auf seiner Westseite stehen wieder die fossilreichen oberen Horizonte der Seiser Schichten an.

Profil der Val Dona westlich Campestrins.

Hangend: Stellenweise unterer Muschelkalk. An anderen Stellen schneidet ein Bruch die Schichtenfolge ab.

13. Dick geschichtete, graue sandige Kalke, manchmal mit Wellenfurchen, aber nur mit wenigen Fossilien. Dünne Lagen grünlicher und rötlicher Schiefer enthalten gelegentlich Landpflanzenreste . . . . . 5 *m*

12. Rote, sandige und glimmerige Mergel, wechsellagernd mit äußerst fossilreichen Kalken voll Gastropoden, auch mit etlichen Bivalven: *Naticella costata, Turbo rectecostatus, Pseudomonotis austriaca, Pecten* spec. Eingeschaltet sind ein rötlicher Oolith und graue oolithische Kalke . . . . . 10 *m*

11. Plattige, sandige Kalke und blaßgraue Kalke mit reichlichen Glimmerschüppchen. Die Schichtflächen sind bedeckt mit Fossilien: *Naticella costata, Pecten rölseckhofensis, Anodontophora fassaensis* cf. var. *Bittneri, Anodontophora canalensis, Mysidioptera gronensis* usw. 12 *m*

10. Dickgeschichtete, graue, glimmerige Kalke, ganz erfüllt mit Myaciten . . . . . 5 *m*

9. Rötliche, glimmerige Schiefer . . . . . 6 *m*

8. Sehr glimmeriger, uneben geschichteter, grauer, an den Kanten orangebraun verwitternder Kalk mit *Pseudomonotis Aueri, Ps. inaequicostata,* Myophorien und kleinen Myaciten . . . . . 12 *m*

7. Graue, plattige Kalke mit *Pseudomonotis inaequicostata,* kleinen Gastropoden und Myophorien usw., wechsellagernd mit rötlichen Mergeln . . . . . 10 *m*

6. Blaugraue, plattige Kalke und mergelige, an den Rändern braungelb verwitternde Kalke mit sehr vielen Fossilien: *Pseudomonotis Clarai, Ps. intermedia, Pecten* cf. *eurasiaticus, Anodontophora fassaensis* usw. . . . . 12 *m*

5. Dickgebankte, harte Kalke mit größeren Bivalven, wechsellagernd mit plattigen Kalken voll Myaciten. *Pseudomonotis aurita, Clarai, venetiana, Anodontophora canalensis* . . . . . 6 *m*

4. Plattiger, grauer Kalk mit kleineren und größeren Myaciten und mit *Natica gregaria* . . . . . 8 *m*

3. Gelb verwitterte oder mattgraue, wohlgeschichtete Kalke mit kleinen Myaciten . . . . . 20 *m*

2. Graue Kalke voll kleiner, teilweise winziger Myaciten . . . . . 4 m

1. Fossilleerer, plattiger Kalk . . . . . 8 *m*

Liegend: Bellerophonkalk.

Die Mächtigkeiten in den Seiser Kalken können in diesem Profil ziemlich genau geschätzt werden, denn die unteren Werfener sind in den Abstürzen unterhalb der auf der Karte mit Kote 1643 bezeichneten Terrasse ohne Unterbrechung aufgeschlossen. Auch die höheren Horizonte sind gut, wenn auch nicht ganz so zusammenhängend entblößt. Ein auffallender Zug der oberen Campiler Schichten ist hier die lebhafte Färbung und die allgemeine Buntheit der Schiefer, die den sandigen Kalken eingeschaltet sind.

Auf der gegenüberliegenden Talseite wurde das folgende Profil in den Aufschlüssen von Werfener Schichten östlich Favés, am Südwestgehänge des Buffauremassivs, untersucht.

Profil bei Favé auf der Ostseite des Fassatales (im Sumelatal).

Hangend: Unterer Muschelkalk.

13. Rote Mergel und Kalke mit *Naticella costata* etc., wechsellagernd mit Lumachellenkalken, die kleine Myophorien, Gastropoden usw. enthalten . . . . . 20 *m*

12. Dünngeschichtete Kalke mit vereinzelten Gastropoden und Bivalven: *Turbo rectecostatus, Naticella costata, Pseudomonotis Telleri* 5 *m*

11. Rote und grüne Mergel . . . . . 6 *m*

10. Rote, glimmerige Mergel und graue, sandige Kalke mit *Pecten cajolettensis, P. sojalis, Anodontophora fassaensis* usw. . . . . 15 *m*

9. Kalkige, grünlich anwitternde Lumachellenschiefer voll kleiner Bivalven, hauptsächlich *Myophoria, Anodontophora,* Pectiniden; auch kleine Gastropoden, die an *Holopella* und *Natica* erinnern . . . . . 2 *m*

8. Graue, glimmerige und sandige Schiefer, wechsellagernd mit dickbankigen Kalken und mergeligen Schiefern mit *Pseudomonotis inaequicostata* . . . . . 8 *m*

7. Plattige Kalke mit *Pseudomonotis* . . . . . 6 *m*

6. Rötlicher Schiefer . . . . . 1 *m*

5. Sandiger Kalk mit vielen Bivalven: *Pseudomonotis aurita, venetiana, Clarai* usw. . . . . 15 *m*

4. Grauer Kalk und kalkiger Schiefer mit *Pseudomonotis Clarai* und anderen bezeichnenden Bivalven . . . . . 12 *m*

3. Mergeliger Kalk mit kleinen Gastropoden und *Lingula tenuissima* . . . . . 2 *m*

2. Schiefrige und mergelige Kalke mit kleinen Myaciten . . . . . 18 *m*

1. Fossilleere Kalke . . . . . 8 *m*

Liegend: Bellerophonkalk, von leichten Brüchen durchsetzt.

Die Nummern in diesem Profil sollen nicht denen in der Schichtenfolge von Campestrin entsprechen.

Im folgenden seien noch die hauptsächlichen Fossilien besprochen, die in den Werfener Schichten auf den Osthängen des Fassatales, insbesondere gegenüber Perra und oberhalb Pozza am Zusammenfluß des Nicolo- und Fassatales, gefunden wurden. In den Seiser oder unteren Werfener Schichten scheint hier *Pseudomonotis aurita* die *Pseudomonotis Clarai* an Individuenzahl zu übertreffen. Von verwandten Arten sind *Pseudomonotis venetiana, inaequicostata, orbicularis* und *leptopleura* zu nennen. *Pectines* sind häufig, aber nur selten gut erhalten. *Pecten duronicus* wurde in den Seiser

Schichten nachgewiesen. Am häufigsten von allen Fossilien sind die sogenannten „Myaciten" oder „Pleuromyen" der älteren Autoren, die jetzt als Varietäten oder Unterarten zu *Anodontophora fassaensis* gestellt werden. *Lingula tenuissima* war nur sehr selten gut erhalten.

In den tieferen Teilen der Campiler oder oberen Werfener Gruppe traten in einem oder zwei Horizonten Lagen mit kleinen Naticas (cf. *N. subtilistriata),* Holopellen und Pseudomurchisonien auf. Zahlreich fanden sich in denselben Schichten meist kleine *Pectines.* Soweit sie bestimmbar waren, gehörten sie zu Wittenburgs neuen Arten *Pecten vajolettensis* und *sojalis.* Diese traten häufig in den Einschaltungen rotbrauner Mergel auf. Höhere Horizonte waren durch das Auftreten mehrerer, oft zerbrochener Exemplare von *Pseudomonotis Telleri* Bittner gekennzeichnet. Ich erhielt sie hauptsächlich aus graugrünen, glimmerigen Kalken auf dem felsigen Hang gegenüber Perra und von hier nordwärts. Auch ein Exemplar von *Pseudomonotis multiformis* Bittner wurde festgestellt.

Die leitenden Gastropodenarten der oberen Werfener Schichten, *Naticella costata* und *Turbo rectecostatus,* waren allgemein vorhanden. Auch *Tirolites cassianus* kam vor. In einem hohen Niveau stellten sich Lumachellen ein voll kleiner Myophorien, deren Schalen rot oder grün gefärbt waren und sich leicht aus dem Gestein lösten. Mit den Lumachellen wechsellagern rote Mergel, die noch *Naticella costata* enthalten. Über ihnen folgen dolomitische Kalke, die ich zum unteren Muschelkalk stelle.

Um die Beobachtungen umfassender zu gestalten, sollen nun zwei Profile aus dem Gebiet unmittelbar südlich des oberen Fassatales gegeben werden. Die Werfener Schichten sind südlich von Pozza, an den unteren Hängen der Punta di Vallaccia, recht gut, aber doch nicht in einem zusammenhängenden Profil aufgeschlossen. Man kann sie von Stelle zu Stelle beobachten, wenn man von Pozza den Nordwesthang des Berges emporsteigt. Die folgende Aufzählung beruht auf einer Reihe von Beobachtungen, die in dieser Weise angestellt wurden, in einem scheinbar ungestörten Gebiet.

Profil am Nordwesthang der Punta di Vallaccia.

Hangend: Unterer Muschelkalk.

12. Dunkle, mergelige Kalke mit *Naticella costata* und *Turbo rectecostatus,* auch mit kleinen Myaciten . . . . . 1 *m*

11. Grünlich oder braun verwitternde Mergel, Schiefer und Oolithe mit kleinen Naticen, Holopellen und Myaciten . . . . . 2 *m*

10. Dickbankige, graue, glimmerige Kalke . . . . . 1 *m*

9. Gebänderte bunte Mergel, gefleckte sandige oder mergelige Kalke, ziegelrote Schiefer und dolomitische Rauhwacken . . . . . 5 *m*

8. Orangefarbig verwitternde, schwere Rauhwacken mit Einschaltungen roter und graugrüner Tonschiefer und mit Gips; gelegentlich kommen dünne Bänke von Kalk mit Lumachellenlagen vor . . . . . 12 *m*

7. Orange und rot verwitternde, teilweise sehr glimmerreiche Mergel, bituminöse Schiefer und Kalke; oolithische und eisenschüssige Lagen kommen vor . . . . . 20 *m*

6. In etwa 1450 *m* Höhe sind sehr fossilreiche, mergelige, wandbildende Kalke vorhanden. Die Schichtenflächen sind mit Glimmerschuppen bedeckt. Gelegentlich finden sich feine Zwischenlagen grünlichen Mergels. *Pseudomonotis inaequicostata* und *aurita,* Pectiniden, Myophorien, Anodontophoren und kleine Gastropoden treten in dieser wohlentwickelten Gruppe des oberen Seiser Kalkes auf . . . . . 18 *m*

5. Graue, mergelige Kalke mit Myaciten, wechsellagernd mit ziegelroten Mergeln und grünlichen oder tiefroten Schiefern. Auffallend ist das Fehlen von Glimmerschuppen auf den Schichtflächen . . . . . 12 *m*

4. Spaltbare, mergelige, bituminös riechende Kalke, oft erfüllt von sogenannten „Wurmspuren" . . . . . 8 *m*

3. Wohlgeschichtete rötliche, braune oder graue Kalke mit *Pseudomonotis Clarai, venetiana, aurita; Gervillia* spec. und anderen Bivalven. Zwischengelagert sind spaltbare Kalke mit sogenannten „Wurmspuren" und gelegentlich mit „Seesternabdrücken" . . . . . 15 *m*

2. Hellgraue Kalke, in gewissen Horizonten erfüllt von *Pseudomonotis aurita* und *Clarai.* In dieser Schichtengruppe ist Septarienstruktur reichlich entwickelt. Die Klüfte sind oft von Kalzit ausgefüllt . . . . . 20 *m*

1. Wechsellagerung braunroter und dunkelgrauer, mergeliger Kalke, die Myaciten und oft Septarien enthalten . . . . . 8 *m*

Liegend: Bellerophonkalk.

Diese im südlichen Teil des oberen Fassatales beobachtete Schichtenfolge unterscheidet sich von den vorhergehenden Profilen der Werfener Schichten durch das Vorhandensein von Rauhwacken in der oberen Werfener Gruppe. Mojsisovics erwähnt in seinen „Dolomitriffen" (S. 43) das Auftreten von Rauhwacken und Gips in der Val Sugana, im Südwestteil des ganzen Gebietes. Er hielt diese Gegend für die einzige, in der die Werfener Schichten solche Gesteine führen. Er verglich das Vorkommen in der Val Sugana mit der Entwicklung bei Recoaro und auf der Westseite des Etschtales. Das Auftreten der Rauhwacken am Hang der Vallaccia zeigt den allmählichen Übergang von der Fassa-Grödener Entwicklung zu der südlichen Fazies der Val Sugana. Die große Buntheit gewisser Horizonte beweist auch eine Änderung gegen Süden zu. Die Schichtenfolge in den unteren Werfener Schichten, von Nr. 1—6, zeigt eine große Ähnlichkeit mit der Entwicklung in anderen Gebietsabschnitten. Die Ausbildung der oberen Werfener Horizonte, von Nr. 6—12, dagegen unterscheidet sich merklich von der in den Profilen des benachbarten oberen Fassatales. Dieser Unterschied setzt sich im unteren Muschelkalk fort, der hier Dolomit, Rauhwacke und kleine Gipsbänder einschließt.

Es sei noch ein weiteres Profil beschrieben, das ein Stück östlich der Vallaccia, in Fuchiade am Südfuß der Col-Ombert- und Punta-dell-Uomo-Kette, gewonnen wurde.

Profil bei Fuchiade.

Hangend: „*Myophoria*-Kalk" vom Alter des unteren Muschelkalkes.

7. Dünngeschichtete graue Mergel und mergelige Kalke mit *Naticella costata, Turbo rectecostatus* und vielen Bivalven. Die Naticellen erreichen hier eine bedeutende Größe.

6. Violette und rot gefleckte Oolithe und sandige Kalke, die in manchen Horizonten erfüllt sind von den bezeichnenden Gastropoden wie in Nr. 7. Gelegentlich kommen *Pectines* wie *Pecten microtis* vor.

5. Dünngeschichtete, plattige, auf frischem Bruch blaugraue, stark von Kalzit durchäderte Kalke.

4. Dicker und dünner gebankte Kalke mit Muskowitschuppen auf den Schichtflächen. Sie enthalten hauptsächlich kleine Myaciten und Myophorien: *Anodontophora fassaensis, A. canalensis.*

3. Dunkle, bituminöse Kalke mit kleinen Naticen und *Holopella gracilior.* Gegen unten gehen sie in brecciöse Kalke über, aus denen kleine Gerölle auswittern.

2. Harte Rauhwacke, die eine vorspringende Felswand bildet.

1. Ebenflächig geschichtete, blaßgraue Kalke mit Myaciten, *Pseudomonotis aurita, venetiana* usw. Die tiefere Schichtenfolge war nicht aufgeschlossen.

Wir wollen nun noch einige typische Profile der Werfener Schichten aus dem nördlichen Teil der Dolomiten, aus den Gebieten des Villnöspasses und der Täler von Campil und Enneberg nördlich von Gröden und der Seceda, zum Vergleich heranziehen. Gute Aufschlüsse bietet der Medalgesrücken am Ostende der Seceda- und Geißlerkette. Der Kamm verläuft von N nach S und, da er die Wasserscheide zwischen den Tälern von Villnös und Campil bildet, wird er oft der Villnöspaß genannt. Auf seinem Nordhang liegt die Schlüter-Schutzhütte. Der Kamm wird von dem ostwestlich verlaufenden Villnöser Bruch geschnitten, den Mojsisovics als „die längste und bedeutendste Störungslinie" im nördlichen Teil der Dolomiten beschreibt (Dolomitriffe, S. 121). Die Schichten auf dem Kamm sind stark gepreßt und voll von gestriemten Kalzitplatten. Die Fossilien sind großenteils verzerrt und schlecht erhalten. Das unten folgende Profil ist südlich des Bruches genommen.

Profil am Villnöspaß.

Hangend: Unterer Muschelkalk.

12. Rote, sandige Mergel mit verstreuten kleinen Glimmerschüppchen . . . . . 4—5 *m*

11. Harte, glimmerige, stumpfrote oder graue Kalke, wechsellagernd mit uneben geschichteten, unregelmäßig geschieferten Kalken und grünlichgrauen oder dunkelroten Mergeln. Die oberen Lagen sind erfüllt mit unbestimmbaren kleinen Myaciten und *Natica*-Formen; auch kleine Myophorien und *Naticella costata* kommen vor . . . . . 10 *m*

10. Rötliche, grüne und dunkelgraue Mergel, gegen unten übergehend in eine Wechsellagerung dunklerer Mergel und plattiger, oft glimmeriger Kalke. Diese sind reich an bezeichnenden Fossilien: *Naticella costata, Turbo rectecostatus;* Naticen und Holopellen, lagenweise angehäuft; hie und da in verschiedenen Horizonten Bivalven, wie *Mysidioptera, Gervillia, Pecten* und *Myophoria* . . . . . 18 *m*

9. Dickgebankte, auf frischem Bruch blaßgraue, orange bis braun verwitternde, wandbildende Kalke mit *Pseudomonotis inaequicostata, Pleuromya, Turbo rectecostatus* usw. . . . . 20 *m*

8. Rötlicher, plattiger Kalk mit Glimmer . . . . . 5 *m*

7. Rötliche, graue und grünliche, glimmerreiche Mergel und Schiefer, gelegentlich mit Pflanzenresten und kleinen Bivalven: *Pecten* sp., *Gervillia* sp. . . . . 12 *m*

6. Wechsellagerung von Mergeln und Oolithen mit vielen kleinen Gastropoden . . . . . 6 *m*

5. Harter, dickbankiger, orange verwitternder Kalk, oft mit Glimmer auf den Schichtflächen und mit vielen Fossilien: *Pseudomonotis aurita* und *Clarai, Pecten* sp. . . . . 12 *m*

4. Blaßgraue, ebenflächig geschichtete Kalke mit *Anodontophora fassaensis* und *Pseudomonotis Clarai* in größerer Zahl, mit *Pseud. intermedia* usw. . . . . 8 *m*

3. Erdig rote und graue, plattige Kalke mit zahlreichen Myaciten. Manche Lagen sind mit sogenannten „Wurmspuren" bedeckt . 7 *m*

2. Dünngeschichtete Mergel und mergelige Kalke mit *Pseudomonotis aurita* und *Clarai;* ein Abdruck eines Seesternes wurde beobachtet . . . . . 5 *m*

1. Dickgeschichtete Kalke mit vereinzelten Bivalven . . . . . 8 *m*

Liegend: Sandige, gelb verwitternde Kalke, die noch Algen enthalten und die allerobersten Horizonte des Bellerophonkalks (Perm) vertreten. In der Linie des Profils nicht mehr als . . . . . 6 *m*

Die Schichtenglieder Nr. 7 und 6 bilden vorspringende Felsen. Über ihnen folgt ein Hang, auf dem die rötlichen Gastropodenoolithe, Nr. 7, gut aufgeschlossen sind. Die winzigen Holopellen und Naticen sind sehr schön ausgewittert. Dieser Horizont bezeichnet die obere Grenze der unteren Werfener oder Seiser Gruppe.

Die Schichtenfolge der unteren Trias auf der Westseite des Tschenglesberges oberhalb des Dorfes Campil ist dem vorigen Profil sehr ähnlich. Die älteren Werke von Richthofen[1] und Klipstein[2] widmen den Werfener Schichten dieser Stelle viel Aufmerksamkeit. Klipstein ist Richthofen in der Auffassung des groben Konglomerats als höchster Horizont der Campiler Schichten gefolgt. Er beschrieb die günstigen Aufschlüsse der fossilführenden oberen Werfener Schichten in Grones unterhalb Pedraces im Enneberger Tal, auf dem Osthang des Tschenglesrückens (l. c., S. 29). Später hat Wittenburg in Grones sorgfältig gesammelt und die einzelnen Horizonte, in denen die Leitfossilien vorkommen, beschrieben.[3]

Das folgende Profil habe ich auf der Ostseite des Ennebergtales, am Hang oberhalb Pederoa, etwas weiter nördlich als Grones aufgenommen.

Profil oberhalb Pederòa.

Hangend: Unterer Muschelkalk.

B. Campiler Schichten. (Obere Werfener Schichten.)

11. Dünngeschichtete, rötlichbraune, grünliche oder blaßgraue Mergel, mergelige Kalke und Schiefer, wechsellagernd mit dunkelroten, sandigen Kalkbänken: *Turbo rectecostatus, Naticella costata,* kleine Myophorien, röhrenförmige Strukturen („Wurmspuren") usw. . . . 25 *m*

10. Grünlichgraue, plattige, fossilarme Kalke mit unebenen Schichtflächen . . . . . 12 *m*

9. Dickgeschichtete, dunkelrote, orangefarbige oder gelbliche Kalke, die vorspringende Wände bilden. In den unteren Lagen wechseln sie mit fossilführenden Mergeln ab, die *Naticella costata,* kleine Myophorien, verschiedene Größenstufen von *Anodontophora fassaensis, Turbo rectecostatus, Tirolites cassianus* usw. enthalten . . . . . 20 *m*

8. Dunkle Schiefer und feine grünliche oder dunkelgraue Mergel und Rauhwacken . . . . . 25 *m*

[1] Richthofen, 1860, l. c., S. 5.

[2] Klipstein: Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen, Gießen, 1875, Bd. 2, S. 24—42.

[3] Wittenburg, 1908, l. c., S. 12, 13.

7. Rötliche und glimmerige, plattige Kalke, wechsellagernd mit blaßgrauen, Hieroglyphen führenden oder stark von Kalzit durchaderten Kalken; *Naticella costata, Pecten vajolettensis* usw. . . . . 18 *m*

6. Mergel, Schiefer und dünnschichtige, mergelige Kalke mit vielen kleinen Naticen und Holopellen (Horizont des Gastropodenooliths) . . . . . 4—5 *m*

A. Seiser Schichten. (Untere Werfener Schichten.)

5. Hellgraue Kalke mit *Pseudomonotis aurita, venetiana, Clarai* . . . . . 12 *m*

4. Sandige und glimmerreiche Schiefer und plattige, glimmerige, sehr fossilreiche Kalke . . . . . 8 *m*

3. Dicke Lagen erdig roten, harten Krinoidenkalks, wechselnd mit rötlichen, glimmerigen Kalken und Bivalven führenden Mergeln . . . . . 6—7 *m*

2. Mergel und graue, mergelige oder sandige teilweise hochgradig spätige Kalke. *Pseudomonotis Clarai, Lingula tenuissima,* Myacitenbänke . . . . . 5 *m*

1. Grobgebankte, graue Kalke mit Myaciten . . . . . 10 *m*

Liegend: Sandige, gelb verwitternde Algenbänke des Bellerophonkalks (Perm) . . . . . 8 *m*

Eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit in diesem Profil aus Enneberg ist die Beschränkung der rötlichen Farbe auf bestimmte Horizonte, von denen einer, Nr. 4, innerhalb der unteren Werfener Schichten liegt. Ein anderer ist Nr. 8 in einem tiefen Teil der oberen Werfener Schichten. Weniger ausgesprochene Horizonte sind Nr. 10 und 12. Etwas weiter im S, im oberen Enneberg, ist die rote Färbung viel allgemeiner durch die oberen Werfener Schichten verbreitet.

Andere Abänderungen stellen sich gegen N ein. In Nr. 9 des obigen Profils treten Rauhwacken auf. Sie sind in verschiedenen Teilen des unteren Ennebergs zu beobachten. Auf der linken Seite des Ennebergtales erhebt sich der Bespackrücken westwärts in der Richtung auf den Peitlerkofel zu. Die Mergel und mergeligen Kalke der oberen Werfener Horizonte — Nr. 11 und 12 des vorigen Profils — schließen hier Lagen von bräunlichen oder gelblichen, sandigen Rauhwacken ein. In den höchsten Bänken wechsellagern sie mit den bunten Mergeln, kommen aber auch als Einschaltungen in der darunterliegenden Kalkgruppe vor. Diese führt in gewissen Horizonten massenhaft Myophorien. Die ganze Gruppe ist meiner Meinung nach als Vertretung des Beginnes des unteren Muschelkalks aufzufassen, der hier sehr dolomitisch in seiner Entwicklung ist.

Bis wir auch den unteren Muschelkalk beschrieben haben, wird es sich besser fügen, weitere Vergleiche anzustellen und die Verhältnisse, unter denen die Werfener Schichten gebildet wurden, zu erörtern.

Die oben wiedergegebenen Profile haben schon gezeigt, daß die Werfener Schichten selbst innerhalb des Bereiches von Fassa, Gröden und Enneberg nicht ganz so eintönig und gleichmäßig entwickelt sind, als man gewöhnlich annimmt. Ihre Mächtigkeit ist am geringsten in der Secedawand im N des Bereiches und in dem Geißler- und Fermedazug östlich Secedas. Die regelmäßige Verteilung der leitenden Fossilien im ganzen Gebiet ist allerdings sehr bemerkenswert. Klar tritt hervor, daß man in jedem Profil eine Anzahl Horizonte mit bestimmten Leitfossilien wiedererkennen kann. Selbst leichte Änderungen in den Absatzbedingungen scheinen im ganzen Bereich gleichzeitig und in derselben Aufeinanderfolge eingetreten zu sein. Durch Vergleich der Profile in den Gebieten von Fassa und Gröden ergibt sich die folgende Reihe wichtiger lithologischer Horizonte der Werfener Schichten. (Die Nummern beziehen sich auf das Profil von Bad Ratzes — S. 8 — und sollen den Vergleich erleichtern.)

Allgemeines Profil der Werfener Schichten.

11. und 12. Dunkelrote, fossilleere oder fossilarme Mergel und Schiefer, oft mit Einschaltungen von Oolithbänken. Gegen unten gehen sie über in eine mächtige Folge grauer Mergel und uneben gebankter Kalke, die der wichtigste Fossilhorizont in den Campiler oder oberen, Werfener Schichten sind: *Naticella costata, Turbo rectecostatus, Myophoria* usw.

8. Dies ist wieder ein bezeichnendes und konstantes Schichtenglied. Es besteht aus dünngeschichteten, blaugrauen Kalken mit Kalzitadern die unter dem Hammer in glatte, dünne Platten spalten. Septarienartige Bildungen sind in dieser Gruppe sehr häufig.

7. In diesem Horizont ist gewöhnlich eine vorspringende Lage hellgrauen, härteren Kalks vorhanden. Südlich der Contrinalpe, in Fuchiade, wird er durch Rauhwacke ersetzt. Im Hangenden dieses Kalk- oder Rauhwackenhorizonts tritt gelegentlich die konglomeratische oder knollige Bank auf, die Wittenburg das „Kokensche Konglomerat" nennt.

5. Die nächste Hauptabteilung begreift die mächtige Folge hellgrauer Kalke und Mergel, welche die Leitfossilien der Seiser Schichten führen — also die charakteristische Zone der *Pseudomonotis Clarai* und *aurita*. Die Angabe Wittenburgs, daß *Ps. Clarai* auf die unteren Teile der Seiser Gruppe beschränkt sei, kann ich nicht bestätigen. Ich fand sie vielmehr an einigen Stellen in den allerobersten Horizonten dieser Gruppe, so z. B. im Fassatal am Mt. Dona-Hang unterhalb „Cerpei".

3. Weiter unten ist stets eine kalkige Gruppe vorhanden, welche die dicht von kleinen Myaciten erfüllten Bänke enthält. Nächst der Basis treten schieferige Lagen auf, die stellenweise voll von *Lingula tenuissima* sind. Diese *Lingula*-Schiefer sind im südlichen Teil des Kartenbereiches im Contrin- und Nicolotal, am besten entwickelt.

1. Die liegendste Gruppe dunkelgrauer Kalke ist fossilarm oder fossilleer — mit Ausnahme kleiner Myaciten, die sich stellenweise in gewissen Bänken finden.

Als Richthofen die Unterscheidung der Seiser und Campiler Schichten vorschlug, führte er zwei bezeichnende Merkmale der Campiler Gruppe an, nämlich die rötliche Farbe und das Überwiegen einer Gastropodenfauna. Er sagt selbst, daß eine wirklich scharfe Grenze nicht vorhanden ist.[1] Die von uns besprochenen Profile zeigen in der Tat, daß manchmal auch den Seiser Schichten rote, schieferige Absätze beigemischt sind und daß die Bivalvenfauna sich aufwärts mit nur sehr allmählicher Änderung fortsetzt.

Wittenburg konnte gelegentlich seiner wertvollen Untersuchungen über die Gesteinsfolge und die Fossilien der Werfener Schichten in einer Anzahl von Profilen das Auftreten eines dünnen Konglomerats feststellen, daß er das

[1] Richthofen, Geognostische Beschreibung von Predazzo usw., 1860, S. 51.

„Kokensche Konglomerat" nannte und als die Grenze zwischen den Seiser und Campiler Schichten betrachtete. Es ist aber recht zweifelhaft, ob diese sehr dünne Gesteinslage weit genug verbreitet ist, um bei der Kartierung einen verläßlichen Anhaltspunkt zu bieten. Wo sie vorhanden ist, fällt sie allerdings stets in die Mitte einer Übergangsgruppe im Hangenden der Horizonte mit reichlich *Pseudomonotis Clarai* und im Liegenden der roten Bänke mit der „Campiler"-Fauna. Meine Aufnahme habe ich im wesentlichen durchgeführt, bevor Wittenburgs Werk veröffentlicht wurde. Ich hatte keine Anhaltspunkte, um in seinem Sinn vorzugehen. Bei der Feldarbeit suchte ich immer nach dem Band heller grauer, harter Kalke oder nach den Gastropodenoolithzonen als den geeignetsten Anhaltspunkten, um eine Grenze zu ziehen. Wie aus den Profilen hervorgeht, war die Konglomeratbank in den wenigen Fällen, wo ich sie auffand, mit den harten Kalken vergesellschaftet. Meine Beobachtungen über die passendste Lage der Grenze stimmen also im wesentlichen mit denen Wittenburgs überein. Wo das Konglomerat zu finden ist, bietet es zweifellos einen guten Grenzhorizont. Aber auch das harte Kalkband — Nr. 7 in dem Profil von Ratzes — kann als ein sicheres Mittel dienen, um im Felde die Basis der Campiler oder oberen Werfener Gruppe zu erkennen.

Die oberste Gruppe roter Mergel und Konglomerate, die Wittenburg zu den obersten Campiler Schichten zählte, habe ich in die bisher gegebenen Profile nicht aufgenommen, sondern zum unteren Muschelkalk gezogen. Diesen Unterschied in der Nomenklatur muß man im Auge behalten, wenn man sich mit den Fossilien aus den genannten Horizonten beschäftigt, die Wittenburg zu den oberen Campiler Schichten rechnet, die in diesem Werk aber als unterer Muschelkalk erscheinen.

2. Anisische Stufe. – Untere Gruppe.

(Unterer alpiner Muschelkalk oder Zone des *Ceratites binodosus* Hauer.)

Synonym: Upper Werfen Passage-Beds, Ogilvie-Gordon 1902 (vgl. S. 16).

Einleitung.

Mojsisovics gibt in seinen „Dolomitriffen" (S. 45) die folgende allgemeine Übersicht der hauptsächlichen Merkmale des unteren alpinen Muschelkalks: „Mit dem unteren Muschelkalk beginnt in den Alpen die Zersplitterung der gleichzeitigen Ablagerungen in eine Anzahl heteropischer Bildungen. Für das richtige Verständnis ist es unerläßlich, die verschiedenen Faziesgebilde in zwei Gruppen zusammenzufassen. Eine in sich selbst wieder sehr mannigfache Gruppe bilden die gewöhnlichen Sedimente, welche häufig durch einen größeren Tongehalt ausgezeichnet sind. Die zweite Gruppe bilden lichte, tonarme Kalke und Dolomite, welche sich durch ihr stockförmiges und riffartiges Auftreten von den Sedimenten der ersten Gruppe unterscheiden."

Er zeigte, daß in den Dolomiten mit Ausnahme der Val Sugana der untere alpine Muschelkalk hauptsächlich durch die Brachiopodenfazies von Recoaro vertreten ist. „Unter diesen besitzen wieder rotgefärbte Sandsteine, Konglomerate, Mergelletten und Dolomite die weiteste Verbreitung. Sie wurden früher von den unter ihnen lagernden Werfener Schichten (respektive Campiler Schichten) nicht getrennt. In den roten dolomitischen Gesteinen kommen in Val Inferna im Zoldianischen und an anderen Punkten Cephalopoden vor. Die zweite Gesteinsart bilden graue, tonreiche Kalke, ausgezeichnet durch zartes Flimmern infolge von feinkörnig kristallinischer Struktur und durch eine braune oder braungelbe Verwitterungsrinde. Mit ihnen wechsellagern stellenweise dünne, sandige Schiefer mit Pflanzenresten. Auch diese Gesteine wurden früher zu den Werfener Schichten gerechnet. In den grauen, flimmernden Kalken kommen in Val di Zoldo und in Prags Cephalopoden vor. In weicheren Bänken finden sich in Prags Brachiopoden. Auch Krinoidenkalke mit Brachiopoden (Prags, Buchenstein) stellen sich gelegentlich ein." (A. a. O., S. 46.)

Ich fand, daß diese zwei Typen der Brachiopodenfazies in dem von mir kartierten und hier beschriebenen Gebiet den unteren alpinen Muschelkalk hauptsächlich vertreten. Nur die rötlichen Sandsteine schienen zu fehlen.

Weiterhin beschreibt Mojsisovics die dolomitische Riffazies, die aber in diesem Horizont nur selten auftritt, beispielsweise am Kühwiesenkopf bei Neuprags und in der Val Codalonga. Der Dolomit vertritt nach Mojsisovics in diesen Gebieten nur den unteren Teil der ganzen Schichtenfolge des unteren alpinen Muschelkalks. Er enthält *Physoporella pauciforata* (Gümb.). Gümbel hat diese Diploporenspezies als ein Leitfossil des nächstfolgenden Horizonts des Mendoladolomits beschrieben, der von Mojsisovics zum oberen alpinen Muschelkalk gestellt wird. Andere Diploporen vom Alter des alpinen Muschelkalks, die Mojsisovics erwähnt, sind *Diplopora debilis* (Gümb.) und „möglicherweise" *Diplopora (Teutloporella) triasina* (Schaur.), beide von der Basis des Langkofel („Dolomitriffe", S. 192) und angeblich aus dem unteren Muschelkalk. Diese Bestimmungen haben sich aber nicht bestätigt.

Von Brachiopoden treten im unteren Muschelkalk *Retzia trigonella* Schl., *Terebratula vulgaris* Schl. und *Terebratula augusta* (Münst.) allgemein auf. *Encrinus liliiformis* und *Dadocrinus gracilis* sind die häufigsten Formen in den Krinoidenkalken.

Mojsisovics hat auch die Cephalopodenfauna des alpinen unteren Muschelkalks beschrieben. Sie ist ziemlich reich an Arten. Als Leitform betrachtet Mojsisovics den *Ceratites binodosus* (Hauer) — im Gegensatz zum oberen alpinen Muschelkalk, der den *Ceratites trinodosus* zum Leitfossil hat.

Profile.

Für den Zweck der gegenwärtigen Arbeit soll auch der untere alpine Muschelkalk in Gestalt einer Reihe wirklicher Profile beschrieben werden, die ich als typisch ausgewählt habe. Mehrere von ihnen sind die unmittelbare hangende Fortsetzung der oben bei der Beschreibung der Werfener Schichten gegebenen.

Das Profil von Bad Ratzes setzt sich durch den oberen Muschelkalk an dem Steilhang an der Nordwestkante des Schlerns fort, u. zw. folgendermaßen:

Hangend: Mendoladolomit, oben massig, im untersten Teil, der auch dolomitische Kalke begreift, wohlgeschichtet.

6. Hellbraune oder gelbe, dickgebankte Kalke mit unebenen Schichtflächen . . . . . 7 *m*

5. Hellgrau oder blaßgrün verwitternde, wohlgeschichtete bis schieferige Kalke mit Einlagerungen dunkler Schiefer, die kohlige Pflanzenreste enthalten . . . . . 7 *m*

4. Hellrote, sandige Mergel mit Bivalvensteinkernen, hauptsächlich von kleinen Myophorien: *Myophoria orbicularis, M. incurvata* . 2 *m*

3. Wohlgeschichtete, blaugraue, bituminös riechende Kalke mit Pflanzenresten und kleinen, unbestimmbaren Gastropoden und Brachiopoden. Eine hohe Bank in diesem Schichtenglied enthält große Mengen von *Myophoria laevigata.* Auch *Pecten Albertii* und ein Exemplar von *Myophoria costata* wurden gefunden. Die tiefsten Teile des Kalks sind dicker geschichtet und manchmal knollig. Sie ähneln sehr den Knollenkalken der weiter oben folgenden Buchensteiner Schichten . . . . . 14 *m*

2. Rote und graue Konglomerate mit bis zu doppelt faustgroßen Kalkgeröllen und mit kleineren Stücken eines rötlichen Ooliths. Eingeschaltet sind dünne Lagen roter oder grüner Mergel . . . . . 4 *m*

1. Roter Mergel voll Myaciten, wechsellagernd mit roten und gelben, oolithischen oder dolomitischen Kalken. Diese enthalten Krinoidenreste, *Myophoria ovata* und *M. laevigata* . . . . . 6 *m*

Liegend: Obere Werfener Schichten.

Ein oder zwei wichtige Punkte in diesem Profil müssen hervorgehoben werden. Zunächst sei auf die dolomitischen Kalke und Oolithe an der Basis der ganzen Serie hingewiesen. Obwohl dieses Schichtenglied hier nur dünn ist, mag es doch teilweise den Dolomit vertreten, den Mojsisovics als eine mächtige Gesteinsmasse an der Basis des ganzen Muschelkalks aus gewissen anderen Gebieten beschreibt. Die Kalke wechsellagern hier mit roten Mergeln, die als dünne Einlagerungen auch in dem nächsten auffallenden Horizont der Konglomerate anhalten. Diese Konglomerate sind dieselben, die Wittenburg das „Richthofensche Konglomerat" nannte und zu den oberen Werfener Schichten rechnete.

Die knollige Beschaffenheit der höheren Kalke und der bituminöse Geruch der Plattenkalke mit Myophorien und Pflanzenresten erinnern an das jüngere Schichtenglied der Buchensteiner Schichten. In Teilen der Dolomiten, wo die regelmäßige Schichtenfolge durch Überschiebungen gestört ist, können dadurch leicht Verwechslungen entstehen.

Eine andere beachtenswerte Erscheinung ist der allmähliche Übergang, der sich in den höchsten Horizonten durch dunkelgraue Landpflanzenschiefer und mergelige Schiefer zu schiefrigen Kalken und zu dem braungelben, dolomitischen Kalk vollzieht, der den Mendoladolomit unterlagert. Die Dolomite dieser hangenden Gruppe sind wohlgebankt.

Das nächste Profil setzt die Werfener Schichtenfolge der Ruine Salegg westlich des Schlerns gegen oben fort (vgl. S. 8).

Hangend: Mendeldolomit, im unteren Teile wohlgeschichtet.

9. Kristalliner, gelbbrauner Dolomit und blaßorangefarbig verwitternder Kalk.

8. Hellgraue bis grauweiße Kalke mit gelegentlichen dünnen Einschaltungen dunkler, Landpflanzenreste führender Schiefer.

7. Dünnes Band roter Mergel.

6. Plattige graue Kalke mit *Myophoria ovata, M. laevigata, Gervillia modiola* usw. Sie bilden das dickste Glied der ganzen Schichtenfolge.

5. Grünliche und rötliche, seltener dunkelgraue Mergel und mergelige Schiefer mit Fossilien, hauptsächlich Pflanzenstengeln, Myophorien, Myaciten und einigen schlecht erhaltenen Brachiopoden. Die Fossilien tragen oft einen grünlichen oder rötlichen Überzug.

4. Graue, knollige Kalke mit *Dadocrinus gracilis.*

3. Graues, nur schwach rötliches Konglomerat, 4 *m* mächtig, mit dünnen Einschaltungen rötlicher Mergel.

2. Wohlentwickelte Gruppe roter, oft sandiger Mergel mit myacitenähnlichen Fossilien: *Myophoria ovata, M. praeorbicularis, Pecten Albertii.*

1. Dicke Bänke rötlicher, oolithischer Kalke und hellere, rötlichweiße geschichtete Dolomite.

Liegend: Horizont mit *Naticella costata* im Werfener Profil von Salegg.

Man beachte in diesem Profil, daß die roten Schichten im untersten Teil vorherrschen, gegen oben aber zurücktreten. Die Konglomerate sind nur schwach entwickelt. Der Hauptteil ihrer Mächtigkeit wird durch die roten Mergel vertreten, die hier eine bedeutende Schichtengruppe zwischen den basalen Kalken und Dolomiten und den reduzierten Konglomeraten bilden. Zugleich sind die Konglomerate weniger lebhaft gefärbt. Die rote Farbe ist nicht allgemein in ihnen verbreitet, sondern auf Einschlüsse roten Gesteines beschränkt. Wenn man sich auf dieses Profil beschränkte, müßte man das Konglomerat als eine verhältnismäßig unansehnliche Bank in der ganzen Schichtenfolge beschreiben. Dieses Verhältnis wiederholt sich auch an vielen anderen Stellen.

Der Horizont Nr. 5 darf nicht mit dem verwechselt werden, was Mojsisovics als die Brachiopodenfazies unterhalb der Konglomeratgruppe beschrieben hat. Er entspricht vielmehr der oberen Reihe eingeschalteter Pflanzen führender Schiefer, wie sie Mojsisovics von Prags und Buchenstein anführt.

Auf der Südseite des Schlerns setzt sich das Profil von Weißlahnbad oberhalb der Campiler Schichten folgendermaßen fort:

Hangend: Mendeldolomit.

7. Blaßbräunlicher, dolomitischer Kalk . . . . . 3 *m*

6. Rote Mergel, dünnbankige, mergelige Kalke und Schiefer mit Pflanzenresten . . . . . 5 *m*

5. Dickgebankte Kalke mit *Myophoria orbicularis* und schieferige Kalke mit Resten von Landpflanzen . . . . . 6 *m*

4. Graue Konglomerate mit dünnen Einschaltungen von Kalk . . . . . 2 *m*

3. Hauptmasse der rötlichen und grauen Konglomerate mit Mergellagen . . . . . 8 *m*

2. Grauer, wohlgeschichteter Kalk und mergelige Kalke mit *Myophoria ovata, M. laevigata, Myalina eduliformis* var. *praecursor,* kleinen Myaciten . . . . . 5 *m*

1. Graue und rote Mergel, wechsellagernd mit dünnen Kalklagen, die Myaciten enthalten . . . . . 4 *m*

Liegend: Graue Kalke mit Campiler Fossilien.

Man wird bemerken, daß die Konglomerate in diesem Profil auf der Südseite des Schlerns viel dicker sind, als in denen auf der Nordseite, wo ihre Mächtigkeit 4 *m* nicht übertrifft und feinkörnige Mergel ihnen eingeschaltet sind.

Die Gesteine des unteren alpinen Muschelkalks mit ihren roten Lagen bilden in den eben besprochenen Gegenden ein sehr in die Augen fallendes Band an der Basis der massiven, grauen oder fast weißen Wände des kristallinen Dolomits. Man kann es fortlaufend durch die Süd- und Westabstürze des Schlerns, durch Valbuon, Vajolet und die Rosengartengruppe verfolgen. Bei der Kölner Hütte am Hang des Rosengartens sind die Konglomerate 12—14 *m* mächtig. Eine obere Masse von etwa $1^1/_2$ *m* Dicke ist stumpfgrau gefärbt, der Rest lebhaft rot, mit gelegentlichen Einschaltungen roter Mergel. Im Hangenden der Konglomerate sind die fossilführenden Myophorienkalke und die schiefrigen Kalke mit Pflanzenresten etwa 16 *m* dick. Über ihnen folgen einige Meter geschichteter, sehr heller, dolomitischer Kalke, die gegen oben allmählich in den Mendoladolomit übergehn.

Im Bereich von Fassa ist der untere Muschelkalk sehr stark von Schubflächen zerschnitten. Das Profil an der Mündung des Rio de Pozzates in das Durontal, das ich im Jahre 1902 zuerst beschrieben habe,[1] ist weitaus der beste Aufschluß in dem ganzen Gebiet. (Den Namen des Grabens schrieb ich damals „Pozzale", auf den neueren Karten lautet er aber „Pozzates".) Die wichtigsten Glieder des Profiles sind in Kürze die folgenden:

Hangend: Mendeldolomit.

10. Geschichteter, grauer oder grauweißer Dolomit mit Krinoidenstielgliedern . . . . . 5 *m*

9. Dünnschichtige, knollige, graue oder bläulichgraue, mergelige und sandige Kalke . . . . . 4 *m*

8. Harte Kalke mit Bruchstücken von Pflanzenstengeln und mit Bivalven: *Myophoria laevigata* var. *ovalis*, *M. orbicularis* . . . . 2 *m*

7. Dunkle, gebänderte Mergelschiefer mit zahlreichen Pflanzenresten und Fucoiden . . . . . 3 *m*

6. Mattgraue oder bläulichgraue, sandige und bituminöse Kalke, oft ganz erfüllt von kleinen, kohligen Pflanzenstückchen . . . . 2 *m*

5. Graue, in den unteren Lagen rötliche, sandige, manchmal knollige Kalke. Die Bänke sind $^1/_2$ *m* dick. Als Zwischenlagen treten dünne, rötliche oder graue, mergelige Kalke mit schwarzen Pflanzenstückchen und Myaciten auf. Sogenannte Hieroglyphen sind in dieser Gruppe allgemein verbreitet . . . . . 3 *m*

4. Sandiger und glimmeriger Kalk mit Krinoidenstielen . . . . . 1 *m*

3. Ziegelrote oder grünliche weiche Mergel und Schiefer, hie und da mit Geröllen eines rötlichen Kalkes . . . . . 5 *m*

2. Graues Konglomerat, gegen unten übergehend in rotes Konglomerat mit unregelmäßigen Einschaltungen roter Mergel. Die Komponenten des Konglomerates sind wohlgerundet. Viele von ihnen stammen aus dem roten Gastropodenoolith der Campiler Schichten. Andere gleichfalls vertretene Gesteine sind dunkelgraue, gelblich verwitternde Dolomite, hochkristalline Kalke und hell gelblichgraue Kalke, die eher aus dem Perm als aus den Werfener Schichten zu stammen scheinen. Die Dicke des Konglomerates ist stellenweise durch Quetschung auf 5 *m* verringert; an anderen Stellen desselben Aufschlusses ergibt sich die volle Mächtigkeit zu . . . . . 10 *m*

1. Rote Mergel und dünnere, mergelige Kalke mit Myophorien . . . . . 4 *m*

Liegend: Campiler Schichten mit *Naticella costata*.

Dieses Profil von Pozzates im oberen Fassatal zeigt zwar gewisse Abweichungen von dem bei Bad Ratzes auf der Nordwestseite des Schlerns, gestattet aber doch eine sichere Parallelisierung mit ihm. Die Hauptunterschiede bestehen in der größeren Mächtigkeit der Konglomerate im tieferen Teil des Pozzatesprofils und in dem vollständigen Fehlen der ziegelroten Mergel in seinen oberen Lagen. Dagegen bedeutet die knollige Beschaffenheit mancher der Kalke sowie die Entwicklung dunkler, bituminöser Kalke und Pflanzen führender Schiefer eine wichtige Übereinstimmung der mittleren Teile beider Profile. Wiederum sind die Kalke unmittelbar unter den obersten Bänken geschichteten Dolomits im Pozzatesprofil ausgesprochen knollig; bei Bad Ratzes zeigen sie sehr unregelmäßige Schichtenflächen.

Die fossilen Pflanzen sind hauptsächlich Zweige von Koniferen und kleine, farnartige Formen.

Auf beiden Hängen des Fassatales ist der untere Muschelkalk sehr zerstückelt, sei es durch intrusive Augitporphyrite, sei es durch Harnische oder durch beides. Im oberen Teil des Tales erhält man ein vollständiges Profil am Nordhang der Buffauremasse zwischen den Dörfern Fontanazzo und Campestrin.

Profil auf der Ostseite des Fassatales zwischen Fontanazzo und Campestrin.

Hangend: Augitporphyrite, die etwas ungleichförmig auf den oberen Gliedern des Profils aufruhn.

9. Dünngeschichteter, hellgrauer Dolomit.

8. Dickgebankter, gelb verwitternder dolomitischer Kalk mit Krinoidenresten . . . . . 6 *m*

7. Blaßgelb oder grau verwitternde, knollige Kalke.

6. Mächtige Masse gelber Oolithe und Kalke . . . . . 10 *m*

5. Ebenflächig geschichteter, plattiger grauer Kalk mit leichtem Glimmerstaub auf den Schichtenfugen. Die Platten sind etwa $1^1/_2$ *cm* dick. Sie enthalten zahlreiche Exemplare von *Myophoria ovata*, *M. laevigata* und Myaciten.

4. Dünngeschichtete, bräunliche und dunkelgraue Schiefer mit Pflanzenresten.

3. Einige dickere Bänke eines regelmäßig geschichteten, grauen und matt bräunlichroten, oft gelb oder hellbraun gefleckten Kalks, gelegentlich mit Krinoidenresten und schlecht erhaltenen Bivalven: *Gervillia modiola* Frech, *Myalina eduliformis* var. *praecursor* Frech 10 *m*

2. Konglomerate, der Hauptmasse nach rot, in den oberen Teilen grau, in drei Gruppen mit Einschaltungen roter Mergel zerfallend . 8 *m*

1. Ziegelrote Mergel, nur zum Teil aufgeschlossen . . . . . 2 *m*

Das anstehende Gestein verschwindet unter dem Gehängeschutt. Die Anordnung und die Mächtigkeiten sind genau so gegeben, wie sie an Ort und Stelle aufgezeichnet wurden, nicht eigens zum Zweck des Vergleiches zurechtgemacht. Trotzdem ist es nicht schwer, die Übereinstimmung gewisser Gesteinslagen mit solchen von Pozzates festzustellen. Die Schiefer und schieferigen Kalke mit Pflanzenresten machen in diesem Profil einen geringeren Teil aus als in dem von Pozzates. Echinodermenkalke spielen eine größere Rolle, und die hangenden, dolomitischen und oolithischen Kalke sind mehr entwickelt. In beiden Profilen sind die roten Mergel auf die tieferen Lagen beschränkt.

[1] Ogilvie Gordon: „Monzoni and Fassa". (Transact. Edinb. Geol. Soc. Bd. 8, Special part.) S. 31 ff.
Dieselbe: „Thrustmasses in western Dolomites". (Ebenda, Bd. 9, Special part.) S. 67 ff.

Am Hang des Boresc östlich von Mazzin, etwas weiter im S auf derselben Seite des Fassatales, zeigt der untere Muschelkalk eine noch deutlicher dolomitische Fazies. Der Mendoladolomit wird hier durch einen fast rein weißen, etwa 60 *m* mächtigen Kalk vertreten, der auf einer blaßgrauen, dolomitischen Rauhwacke aufruht. In etwa 1640 *m* Höhe wird das Gestein ein weißer, kristalliner Dolomit. Er geht bei 1600 *m* in einen grau oder rötlich verwitternden, kristallinen, wohlgeschichteten Dolomit über, der Krinoidenreste enthält. Das Krinoidengestein liegt auf grauen, schiefrigen Dolomitmergeln. Diese mächtige und wohlentwickelte dolomitische Gesteinsfolge wird von den ziegelroten Mergeln und Konglomeraten unterlagert.

Das nächste Profil ist etwas weiter unten im Fassatal genommen, auf dem Hang unterhalb der Dolomitfelsen südlich der Val d'Udai. Man erreicht die Aufschlüsse am besten von dem kleinen Weiler namens Ronch.

Profil auf der Westseite des Fassatales oberhalb Ronch.

Hangend: Mendeldolomit.

11. Weiche, grünlichgraue Schiefer . . . . . 5 *m*
10. Dunkelrote Schiefer . . . . . 2 *m*
9. Schiefrige, rötlichbraune, grün gefleckte Kalke . . . . . 2 *m*
8. Ziegelrote, schiefrige Kalke, reich an Myophorien: *Myophoria orbicularis, M. laevigata* var. *ovalis, Gervillia* spec., *Terebratula vulgaris*. Wechsellagernd damit ziegelrote Mergel und mergelige Kalke. Alle diese Gesteine sind oft reichlich mit Muskowit bedeckt . . 8 *m*
7. Weiche, grüne und rote Schiefer, teils in getrennten Lagen, teils bunt gefleckte Schichten bildend . . . . . 2 *m*
6. Grüne Schiefer mit Wellenmarken und rötliche Kalke mit zahlreichen kleinen Bivalven, die oft einen lebhaft grünen Überzug auf der Oberfläche tragen: Myophorien und Myaciten . . . . . 3 *m*
5. Feste, dickgebankte, ziegelrote oder fleischrote Kalke mit Krinoidenresten: *Encrinus liliiformis* . . . . . 4 *m*
4. Weiche, mergelige, rote oder graugrüne Schiefer . . . . . 5 *m*
3. Wohlgeschichtete, dunkelgraue, kalkige Schiefer mit fossilen Pflanzenresten . . . . . 4 *m*
2. Rötliche und graugrüne Mergel . . . . . 2 *m*
1. Ziegelrote, mergelige Kalke, die in einigen Horizonten von größeren und kleineren Bivalvenresten erfüllt sind. Als Einschaltungen treten dünne Lagen blaßgrüner Schiefer auf, die oft Abdrücke und Steinkerne von Bivalven führen. Diese Schichtengruppe bildet Wände. *Gervillia modiola, Myophoria orata, Pecten discites* . . . . . 8 *m*

Die Fortsetzung ist verdeckt; 25 *m* tiefer Schichten mit *Naticella costata*.

Das eben beschriebene Profil ist in einer Folge von Felsen zusammenhängend aufgeschlossen, die durch große Gehängerutschungen entblößt wurden. Leider sind die tieferen Horizonte durch die Anhäufung der abgerutschten Massen auf einen flacheren Hangteil vollständig verdeckt. Die unter diesem Band folgenden Mergel und Schiefer sind äußerst glimmerreich; nirgends ist hier eine Spur von Konglomerat zu sehen. Wahrscheinlich steht dieses unter dem Schutt an. Die roten Mergel und Schiefer enthalten eine etwa 4 oder 5 *m* mächtige Einschaltung von blaßgrauen, knolligen Kalken mit sehr unebenen Schichtenflächen, ähnlich den Knollenkalken in gewissen anderen Profilen, beispielsweise dem von Bad Ratzes. Die Schiefer unter dem Kalk sind ziegelrot und grünlich oder dunkelgrau gefleckt und führen typische Campiler Fossilien.

Die wichtigste Eigentümlichkeit dieses Profils ist das Vorwiegen der roten Farbe sowohl in den tieferen als in den höheren Schichten. Dieses Merkmal ist bezeichnend für den unteren Muschelkalk rings unter der Dolomitmasse auf der Westseite von Fassa zwischen dem Udai und Vajolettal. Südlich des Vajolettales, an den Hängen oberhalb Pozza und Vigo di Fassa, ändert sich die Beschaffenheit der Ablagerung wieder, wie aus dem folgenden Profil hervorgeht.

Profil auf der Westseite des Fassatales nächst Vigo.

11. Graue, mergelige Kalke, wechsellagernd mit dickeren Dolomitbänken . . . . . 2 *m*
10. Knolliger Kalk mit gelblichen Hornsteinkonkretionen und bituminösem Geruch. Er ähnelt sehr den konkretionären Lagen in den Buchensteiner Schichten, hat aber mehr regelmäßig gewellte Schichtflächen und enthält weniger von dem hochgelben Hornstein . . . 1·25 *m*
9. Graue Mergel und mergelige Schiefer mit kleinen Pflanzenbruchstücken . . . . . 1 *m*
8. Harter, sandiger, oolithischer Kalk mit Spatadern . . . . . 2 *m*
7. Mergeliger Kalk mit Myophorien . . . . . 2 *m*
6. Sandiger Kalk mit Kieselkonkretionen . . . . . 0·7 *m*
5. Violettgraue Kalkbreccie . . . . . 0·35 *m*
4. Wechsellagerung von Mergeln und mergeligen Kalken mit Myophorien und kleinen Myaciten . . . . . 1 *m*
3. Rote oder weiße bis ziegelrote, sandige und mergelige Kalke . . . . . 2 *m*
2. Lagergang aus Augitporphyrit, von wechselnder Mächtigkeit, zirka . . . . . 1·5 *m*
1. Wohlgeschichtete Kalke mit kleinen Myophorien und einigen größeren Pleuromyen . . . . . 5 *m*

Die nächsttieferen Schichten sind nicht aufgeschlossen, aber Stücke von Konglomerat wittern aus und die Erde ist rötlich. Etwa 16 *m* weiter unten stehen die *Naticella costata*-Bänke der Campiler oder oberen Werfener Schichten an. Man beachte, daß die höheren Teile der Serie wohlentwickelt und vorwiegend kalkig sind, mit einem verhältnismäßig kleinen Anteil von Mergeln und Schiefern. Auch fehlt ihnen die rote Färbung. Das Auftreten grauer Breccien in den oberen Horizonten ist eine Eigentümlichkeit dieses Teiles des Fassatales, die das Pozzatesprofil nicht aufweist. Im ganzen kann man annehmen, daß die Beschaffenheit der höheren Horizonte auf ein mehr offenes Meer als Ablagerungsraum hindeutet als die gleichaltrigen Gesteine bei Pozzates.

Nun wollen wir ein Profil vom Südwestteil des Buffaure Massivs, am Col de Fontanive oberhalb der Brücke Pont de Toal, betrachten. Diese Brücke übersetzt den Avisio ein ganz kurzes Stück unterhalb der Einmündung des Vajolettales (Rio de Sojal).

Profil am Col de Fontanive.

Hangend: Porphyritgang oberhalb P. 1472 und Mendelkalk. Sie sind durch einen Bruch von der tieferen Schichtenfolge getrennt.

12. Kristalliner, grauer, bituminöser Dolomit mit einigen Querschnitten von Krinoidengliedern . . . . . 2 *m*
11. Poröse Rauhwacke . . . . . 1 *m*
10. Graue, sandige, dolomitische Kalke, gewöhnlich bituminös riechend . . . . . 6 *m*
9. Feine Breccie, vergesellschaftet mit einigen rauhwackenartigen Lagen und mit kleinen Linsen dunkler Tonschiefer oder dünnen Bänken schieferiger Kalke mit Pflanzenhäcksel . . . . . 2 *m*
8. Dunkelgraues, wohlentwickeltes Konglomerat mit Einschlüssen von Werfener Schichten und Hornsteingeröllen oder -konkretionen . . . . . 8 *m*
7. Brecciöse Lagen von grauem, dolomitischem Kalk; die Kalkstücke sind oft so groß wie ein Ei und manchmal gerundet; das Zement ist gelblich und mergelig . . . . . 6 *m*
6. Kalk mit Gervillien und Myophorien: *Gervillia mytiloides* . . . . . 1 *m*
5. Graue, knollige, sandige und mergelige Kalke mit einigen Myaciten . . . . . 2 *m*
4. Grünliche Lumachellenbank voll ununterscheidbarer Fossilien, hauptsächlich wohl Myophorien und Gervillien . . . . . 0·25 *m*
3. Rote Mergel und Schiefer; eingeschaltet sind ebenflächige, sandige Schiefer mit konkretionären Lagen, die *Myacites, Pecten lisca-riensis, Gervillia exporrecta* enthalten . . . . . 5 *m*
2. Blaßer roter Mergel mit Konkretionen . . . . . 2 *m*
1. Rötliche Mergel mit Einschaltungen grüner Schiefer voll Myophorien und kleiner Myaciten . . . . . 8 *m*

Liegend: Graue Schiefer, wechsellagernd mit grauen oder violetten Oolithen, die Gastropoden (*Naticella costata* usw.) enthalten. Die Oolithe haben oft rote Flecken.

Das Auftreten der porösen Rauhwacken und feinen Breccien in diesem Profil ist interessant mit Rücksicht auf die wichtige Rolle, die solche Gesteine in Judicarien westlich und südwestlich der Dolomiten spielen. Die feine Breccie Nr. 9 entspricht scheinbar der Nr. 5 des vorhergehenden Profils. Die Schichten unmittelbar darunter sind am Col de Fontanive mehr brecciös. Die brecciösen Lagen beginnen etwa 18 *m* über einem guten *Naticella costata*-Horizont. Sie deuten das Eintreten von Bedingungen an, unter denen sich auch die Konglomerate bildeten. Die Konglomerate enthalten eine gewisse Menge Hornstein. Sie sind nicht so grob wie in Pozzates. Ein anderer Unterschied ist ihre graue oder grauschwarze, nicht rote Farbe. Scheinbar begann ihr Absatz hier erst zur Zeit des hangenden Teiles der Konglomerate von Pozzates. Die höheren dolomitischen Kalke im Profil von Fontanive gehen oft allmählich in fein brecciöse Gesteine oder in Rauhwacken über. Es kann von den hangendsten Bänken am Bruch nur sehr wenig fehlen.

Die hauptsächlichen Gesteinsgruppen in diesem Profil von Fontanive lassen sich an den Hängen südlich von Val di S. Nicolo, am Kamm der Roa biencia und des Lagusel, wiedererkennen. Der mit Kote 2225 *m* bezeichnete Gipfel der Roa biencia besteht aus wohlgeschichtetem, grauem, kristallinem Dolomit mit Krinoidenresten. Das Gestein wechselt etwas in der Ausbildung und hat eine beträchtliche Mächtigkeit, etwa 18 bis 20 *m*. Es wird von knolligen, grauen Mergeln von etwa 3 *m* Dicke unterlagert. Darunter folgen 10 *m* plattiger Mergel und eingeschaltete Kalkbänke mit vereinzelten Myaciten. Sie liegen auf roten Schiefern, denen rötlichgraue Konglomerate eingelagert sind. Die Konglomerate sind von der feinerkörnigen Art, wie die auf der Südwestseite von Buffaure. Sie bilden nur einige ganz dünne Lagen. Besser sind sie auf der Punta Pallon nördlich der Roa biencia zu sehen. Ihr Liegendes bilden mergelige Kalke mit Myaciten.

Auf der Contrinalpe und im Contrintal nördlich der Valle di S. Nicolo sind die Konglomerate weniger entwickelt als in Fassa, aber beträchtlich mächtiger als auf der Roa biencia. Im übrigen ist die Gliederung der auf der Roa biencia sehr ähnlich.

Im Gebiet unmittelbar südlich der Karte erfolgt der Übergang in die kalkig-dolomitische Entwicklung des unteren Muschelkalks. In Fuchiade erhält man hier — anschließend an das Profil der Werfener Schichten (S. 11) — folgende Gesteinsreihe.

Profil des Costabella-Uomo-Kammes (Fuchiade).

Hangend: Mendelkalk:

15. Orangegelbe Kalke . . . . . 3 *m*
14. Härtere, rötliche Kalke, teils sandig und glimmerig, teils Lumachellen aus Krinoiden und Bivalven . . . . . 6 *m*
13. Dünngeschichtete, sandige Kalke . . . . . 3 *m*
12. Gelbliche Oolithe . . . . . 2 *m*
11. Roter Krinoidenkalk mit Kalkspatadern und gelegentlich mit Einschaltungen oolithischen Kalkes . . . . . 3 *m*
10. Harte rötliche Kalke mit Myophorien . . . . . 2 *m*
9. Gelber, mehr schieferiger Kalk . . . . . 3 *m*
8. Rote und gelbe Kalke mit wohlerhaltenen Bivalven: *Gervillia incurvata, exporrecta* usw. . . . . 10 *m*
7. Blaßgraue, sandige Kalke mit Abdrücken von Bivalven und gelegentlich mit Pflanzenstückchen . . . . . 4 *m*
6. Rot und gelb verwitternde Mergel . . . . . 8 *m*
5. Gelbliche, mergelige Kalke . . . . . 5 *m*
4. Wechsellagerung roter, oolithischer Kalke und gelblicher, plattiger Kalk, mit Ammoniten, Bivalven und Brachiopoden . . . 4 *m*
3. Dunkelgraue, plattige Kalke mit *Myophoria ovata, M. laevigata, Terebratula vulgaris* und vielen anderen Fossilien . . . . 7 *m*
2. Dünngeschichtete Kalke . . . . . 2 *m*
1. Dunkelgraue, wohlgeschichtete, braun und rötlich verwitternde Kalke mit *Myophoria orata* usw. Sie bilden eine vorspringende Felswand . . . . . 5 *m*

Liegend: Graue Mergel und Kalke mit *Naticella costata* (Campiler Schichten).

Das wichtigste Merkmal dieses Profils ist das Fehlen der Konglomerate. Der Vergleich mit dem Col de Fontanive-Profil deutet darauf hin, daß ihr Auftreten in den oben mit den Nummern 6, 7, 8 bezeichneten Schichtengliedern zu erwarten gewesen wäre. Auch ist die Dicke der ganzen Reihe viel größer und die Fazies deutet großenteils auf offene See.

Die Konglomerate fehlen auch an dem Vallacciaberg westlich von Monzoni. Der untere Muschelkalk besteht hier aus Kalken, Oolithen, Mergeln und dolomitischen Rauhwacken.

Im nördlichen Teil der Karte, auf den Nordhängen des Grödener Tales, ist der Muschelkalk ganz besonders der Sitz von Störungen an Schubflächen gewesen. Es ist fast unmöglich, hier vollständige Profile zu gewinnen. Das beste erhält man in der Westwand unterhalb der Aschkler Alpe:

Hangend: Schubfläche, darüber Mendeldolomit.

12. Wohlgeschichteter, grauer, kompakter Dolomit mit unebenen Schichtflächen . . . . . 2 *m*
11. Dunkelgrauer, dünngeschichteter, mergeliger Kalk und Schiefer . . . . . 8 *m*
10. Dünngeschichtete, dunkle Mergel und Schiefer mit Pflanzenresten und sehr kleinen Gastropoden . . . . . 12 *m*
9. Harte, sandige Kalke und Oolithe . . . . . 1 *m*
8. Plattige, spaltbare Kalke und Schiefer mit Pflanzenresten und kleinen Brachiopoden . . . . . 4 *m*
7. Dickbankige, violettgrau oder bräunlichgelb verwitternde Kalke mit glänzenden Oberflächen; enthalten Myophorien und Gervillien 4 *m*
6. Graue, mergelige Kalke und Mergel . . . . . 1·5 *m*
5. Hellgraue Breccie mit einigen roten Einschlüssen aus tieferen Horizonten; die Komponenten sind meist eckig oder kantengerundet und nicht groß . . . . . 2 *m*
4. Ziegelrote und graue, grobe Konglomerate. Die Einschlüsse sind gewöhnlich gerundet und groß, manchmal kantengerundet, regellos gelagert . . . . . 4 *m*
3. Graue Schiefer mit vereinzelten rötlichen Bänken und grünlichgraue, mergelige Kalke. In diesem Schichtenglied sind manche Bänke voll Bivalven (*Gervillia, Myophoria*) und Brachiopoden (z. B. *Terebratula angusta* Mstr.), aber die Fossilien wittern nicht gut aus . . . . . 3 *m*
2. Ziegelrote und graue Konglomerate mit Einlagerungen grünlicher Mergel . . . . . 3 *m*
1. Rötliche, dünngeschichtete Mergel und eingeschaltete graue Kalke, die Myophorien, manchmal in großer Zahl, enthalten . . 6 *m*

Liegend: Rote Campiler Mergel und Schiefer mit *Naticella costata*.

Die Konglomerate sind auf dem Nordhang der Sorasassalpe und auf dem Südhang des Pitschberges sehr gut aufgeschlossen. Anderwärts sind nur kleine Quetschlinge vorhanden.

Allgemeine Bemerkungen.

Die Hauptmerkmale, die sich aus dem Studium aller der angeführten Profile ergeben, lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Oolithe sowie graue, sandige Kalke und Schiefer mit Landpflanzenresten sind allgemein verbreitet. Am besten entwickelt sind sie in den mittleren und höheren Horizonten. Krinoidenkalke sind im Fassatal reichlich vorhanden, im N und NW haben sie nur einen geringen Anteil. Graue Knollenkalke mit Hornsteinknollen und auch Bänderkalke kommen vor, besonders im Fassatal. Diese Gesteine können leicht irrtümlich für Buchensteiner Schichten gehalten werden. Bei der Aufnahme bilden sie eine ernste Schwierigkeit und müssen genau auf ihren Fossilgehalt und auf ihre Begleitgesteine untersucht werden.

Versteinerungen treten in allen den verschiedenen Schichtengliedern auf. Am häufigsten sind sie aber etwa in der Mitte zwischen den Konglomeraten und den Mendolagesteinen, in den dünnschichtigen, grauen, mergeligen Kalken mit Glimmerbelag. Dieses Gestein sieht zufällig den typischen *Clarai*-Schichten der Untertrias sehr ähnlich, die Fauna gestattet aber einen entschiedenen Vergleich mit der der Myophorienkalke Nordtirols, also mit dem unteren Muschelkalk.

Wie die Profile zeigen, gehen im oberen Fassatal die gröberen Konglomerate in feinere über. An der Roa biencia und auf der Südseite der Buffauremasse sind die Konglomerate ganz dünn. Dieses Gebiet ist von dem Hang bei Fuchiade nur durch den schmalen Bergzug der Costabella und der Punta dell' Uomo getrennt. In Fuchiade haben die Konglomerate zwischen kalkigen Ablagerungen vollständig ausgekeilt. Auf der Südseite der Rosengartengruppe sind die Konglomerate vorhanden und setzen sich zum Schlern fort. Auch auf der Südseite des Karerpasses, im Latemar und Reiterjoch, treten sie auf, sind aber hier weniger mächtig als im Rosengarten auf der Nordseite des Passes. Diese Abnahme gegen S stimmt mit den Beobachtungen in der Vallacciakette auf der Ostseite des Fassatales überein.

Auf der Nordseite des Schlerns sind die Konglomerate an den Hängen gegen Ratzes aufgeschlossen, aber nur wenige Meter mächtig und nicht so grob wie im Fassatal. Dieselbe Beschaffenheit haben sie rings um den Nordhang der Seiser Alpe, aber auf der Nordseite des Grödener Tales, am Hang des Pitschberges und von Oberwinkel, sind sie wieder gröber und mächtiger.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß die Konglomerate hauptsächlich im N und streifenartig in der Mitte im Gebiet von Gröden und Fassa, entwickelt sind.

Die Zurechnung des „Richthofenschen" Konglomerates zum Muschelkalk.

In den obigen Beschreibungen des unteren Muschelkalks wurden Richthofens „Campiler" Konglomerate zur Mitteltrias gerechnet. Diese Frage soll nun näher erörtert werden.

Die angeführten Profile zeigen, daß die Konglomerate im Gebiet von Gröden und Fassa etwas oberhalb der Gruppe mergeliger Kalke auftreten, die Leitfossilien der Campiler Schichten führen. Richthofen hat, wie schon erwähnt, die Konglomerate mit seinen Campiler oder oberen Werfener Schichten vereinigt; die Kalke und Mergel über ihnen betrachtete er als unteren Muschelkalk. Mojsisovics hat eine Reihe wichtiger Gründe für die Versetzung der Konglomerate in den unteren alpinen Muschelkalk angeführt.[1] Seine Beschreibungen dieser Stufe zeigen unzweifelhaft, daß es sich um dieselben Konglomerate wie in unseren Profilen handelt, obwohl Mojsisovics sie in diesem

[1] Mojsisowics, Dolomitriffe S. 46, 252, 253, 269

Gebiet übersah und sie nach ihm in Buchenstein, im Nuvolau und bei St. Vigil auf roten Sandsteinen aufliegen sollten, wogegen sie an den von mir untersuchten Stellen sowohl hier als in Enneberg rötliche und graue Schiefer, Mergel und mergelige Kalke zur Unterlage haben.

Diener, Philipp und Arthaber folgten Mojsisovics in der Zurechnung der Konglomerate zum unteren alpinen Muschelkalk. Dagegen ist neuerdings Wittenburg zu Richthofens Einteilung zurückgekehrt, ohne die von Mojsisovics dagegen vorgebrachten Gründe zu erörtern. Weller ist Wittenburg gefolgt.

Die ganze Frage kann nur auf Grund der eingehenderen paläontologischen Kenntnis der einzelnen Horizonte, wie sie jetzt durch die Literatur geboten wird, befriedigend behandelt werden.

Wichtig ist der Vergleich mit den Triasschichten von Recoaro. Fabiani[1] hat neuerdings eine sehr klare Übersicht über diese gegeben und gezeigt, daß die Pflanzen führenden Schichten hier ausschließlich zum unteren alpinen Muschelkalk, nicht zu der Werfener Stufe gehören. Die Muschelkalkkonglomerate des Tretto können, wie schon Tornquist gezeigt hat, nur als eine rein örtliche Bildung angesehen und nicht mit den Konglomeraten in den Dolomiten parallelisiert werden.

Was benachbarte Gebiete betrifft, so habe ich schon oben gezeigt, wie südlich des Bereiches der Karte, in Fuchiade und in der Costabellakette, die Konglomerate seitlich in Kalke übergehen, die bezeichnende Bivalven vom Alter des unteren Muschelkalks enthalten. In ganz ähnlicher Weise gehen die Konglomerate am Nordrand der Dolomiten, östlich der Hochalpe, seitlich in Kalke über. Die Fossilien, die in diesen Kalken enthalten sind, haben zweifellos das Alter des unteren Muschelkalks; sie stehen unzweifelhaft mit der Fauna der anisischen Stufe in der nächsten Beziehung. Wichtig ist das Auftreten eines 150 *m* mächtigen Diploporendolomits an der Basis dieser Kalke, im Hangenden des *Naticella costata*-Horizontes der Campiler Schichten. Hörnes war der erste, der in dieser stratigraphischen Stellung einen mächtigen Dolomit am Kühwiesenkopf westlich von Innerprags entdeckte.

Auf Grund der Tatsache, daß die Konglomerate mit Myophorienkalken vom Alter des unteren Muschelkalks wechsellagern und allmählich in kalkige oder dolomitische Gesteine übergehen, die mit anisische Fossilien führenden Schichten vergesellschaftet sind, scheint es das beste, die Konglomerate als einen Bestandteil des unteren Muschelkalks zu betrachten.

Aus den Profilen in Fassa und Gröden geht klar hervor, daß die Konglomerate zuerst als Einlagerungen in roten Schiefern und Mergeln mit Myaciten führenden Kalkbänken erscheinen. Eine gewisse Mächtigkeit dieser weichen Ablagerungen an ihrer Basis muß noch in den unteren Muschelkalk anstatt in die Campiler oder oberen Werfener Schichten eingeschlossen werden. Ihr tieferer und größerer Teil wäre als Campiler Schichten im Liegenden der anisischen Stufe zu betrachten. Eine scharfe Grenze ist schwer zu ziehen. Das einzige sichere Kennzeichen der Campiler Horizonte ist das Auftreten von Leitversteinerungen wie *Naticella costata*. Die Grenze muß zwischen diesen und den weiter oben folgenden Kalken mit vielen Myophorien und Myaciten, die den roten Mergeln eingeschaltet sind, liegen.

Wie in den Profilen gezeigt wurde, kann diese Grenze sehr verschieden weit unter den Konglomeraten verlaufen. Deren Absatz scheint im südlichen Teil des Kartenbereiches merklich später als im nördlichen begonnen zu haben.

Viele der Komponenten des Konglomerats sind groß genug, um einen Schluß auf die geologische Beschaffenheit des Festlandes, von dem sie stammen, zuzulassen. Besonders habe ich die Bestandteile des Konglomerats im Pozzatesprofil in dieser Beziehung untersucht. Die Gerölle schwanken zwischen schwacher Erbsengröße und doppelter Faustgröße; die Mehrzahl ist etwa eigroß. Die hauptsächlich vertretenen Gesteine sind:

a) Fossilführende rötliche Kalke mit Gastropoden und einigen kleinen Bivalven.

b) Eben gebänderte graue und rötliche Mergel ohne Fossilien.

c) Graue Kalke.

d) Gelb verwitternder, auf dem frischen Bruch blaß gelblicher oder blaß rötlicher Dolomit. Diese Gerölle bilden etwa ein Viertel der ganzen Menge und sind in der Regel groß.

In Ratzes und an vielen anderen Stellen sind gelbe oder rötliche Oolithe besonders bezeichnend. Sie stammen offenbar von den Werfener Schichten. Dasselbe gilt wahrscheinlich von den meisten anderen Gerölle aus Kalk oder Mergel. Der rote, sandige und mergelige Zement der Konglomerate ist fast sicher von Campiler Gesteinen abzuleiten.

Anderseits unterscheiden sich die ebenfalls als Gerölle auftretenden, gelblichgrau verwitternden, hochkristallinen Kalke von allen Gesteinsarten der Untertrias; sie mögen permisch sein. Zweifelhaft ist die Herkunft der Dolomitgerölle. Ihre gelbliche oder rötliche Farbe ist wahrscheinlich sekundär und auf das Eindringen eisenhaltiger Lösungen aus dem stark gefärbten Zement des Konglomerats zurückzuführen. Zur Zeit seines Absatzes war der Dolomit wohl weiß oder blaßgrau. Da bei St. Vigil an der Basis von Kalken, die mit den Konglomeraten gleichaltrig sind, eine mächtige Dolomitmasse auftritt, könnten ähnliche Gesteine früher im nördlichen Gebiet weiter verbreitet gewesen sein. Sie mögen kurz nach ihrer Bildung über den Meeresspiegel gehoben worden sein und so die Dolomitgerölle geliefert haben. Abgesetzt wurden die Konglomerate zweifellos in einem seichten Küstenmeer längs eines frisch erhobenen Landes, das aus den jüngsten Schichten gebildet war.

Der untere Muschelkalk im Gebiet von Campil und Enneberg.

Es sollen nun noch einige Profile aus dem nördlichen Teil der Dolomiten, im N und NO der Seceda und der Geißlerspitzen, gegeben werden, einesteils um einen Vergleich zu ermöglichen, dann auch, weil hier eine Reihe von Fossilien gefunden wurden. Gute Aufschlüsse des unteren Muschelkalks zeigen sich im höheren Teil des Gehänges am „Bronsoi“ oder Villnöspaß, südlich der Schlüterhütte.

[1] Fabiani — cf. Literaturliste.

Hangend: Mendeldolomit, nur hie und da in kleinen Wandeln erhalten.

14. Dünngeschichtete, dunkelblaue Schiefer mit etwas gewellten oder grubigen Schichtenflächen und gelegentlich mit kleinen, schwarzen Pflanzenstückchen . . . . . 5 *m*
13. Eisenschüssige, rot verwitternde Mergel . . . . . 2 *m*
12. Dickbankiger, dolomitischer Kalk mit dünnen Zwischenlagen gelblicher, sandiger Mergel . . . . . 6 *m*
11. Orangefarbig verwitternder, auf dem frischen Bruch dunkelblauer Dolomit mit Krinoidenmittelgliedern . . . . . 4 *m*
10. Schiefer und dunkle, bituminöse Kalke mit Pflanzenresten . . . . . 3 *m*
9. Blaßgrauer, knolliger und welliger Kalk . . . . . 5 *m*
8. Dünnschichtiger, plattiger Kalk mit schlecht erhaltenen Fossilien in einem Lumachellenhorizont und mit Glimmer auf den Schichtenflächen: *Pecten discites, Hörnesia socialis, Myophoria orbicularis, Myophoria laevigata* var. *ovalis, Terebratula vulgaris*, Pflanzenzweige in kohliger Erhaltung . . . . . 8 *m*
7. Grellrote Mergel . . . . . 3 *m*
6. Graue und rötliche, grobe Konglomerate . . . . . 3·5 *m*
5. Grünliche Mergel und mergelige Kalke mit *Myophoria ovata, Myophoria laevigata, Gervillia modiola* und anderen Fossilien 3 *m*
4. Erdrote Mergel und grün und rot gefleckte Kalke . . . . . 2·5 *m*
3. Grobe, rot verwitternde Konglomerate mit dünnen Einlagerungen rötlicher oder grüner Mergel . . . . . 1·5 *m*
2. Grünlichgraue, mergelige Kalke, die in manchen Lagen ganz erfüllt sind von kleinen Myaciten und Myophorien . . . . . 4 *m*
1. Harte, sandig-glimmerige Kalke mit kleinen Myaciten . . . . . 5 *m*

Liegend: Rötlicher Kalk mit Fossilien der oberen Werfener Schichten.

Auf der Ostseite des Villnöspasses senkt sich das Hochgebirgstal zwischen steilen Hängen sehr rasch ostwärts zum Campiler Tal, das sich gegen N wendet. Der Muschelkalk behält im wesentlichen dieselbe Beschaffenheit bei, wie in dem eben besprochenen Profil. Ausgezeichnete Aufschlüsse zeigen sich in den Schluchten, die durch die Wildbäche eingeschnitten werden. In einem von ihnen sind die Schiefer unmittelbar unter dem Mendeldolomit ganz schwarz infolge der grossen Masse der darin enthaltenen verkohlten Stämme und Blätter von Pflanzen. Die Gruppe der roten Mergel und Konglomerate, die den Schichtengliedern 3 bis 7 in dem obigen Profil entspricht, ist etwa 18 *m* mächtig und die Konglomerate im untersten Teil sind außerordentlich grob, hart und kompakt.

Die gleiche Beschaffenheit haben sie im Campiler Tal, wo Richthofen sie zuerst untersucht hat. Gleichzeitig mischt sich den Mergeln und Kalken eine reichlichere Menge feinen Glimmers bei.

Auf dem Tschengles- und Predizkamm, der nordsüdlich verläuft und das Campiltal vom Gader Tal (oberen Enneberg) trennt, ist der untere Muschelkalk im nördlichen Teil, mehr gegen den Predizgipfel zu, gut aufgeschlossen. Er zeigt hier einige Abänderungen. Auf der Südseite eines in Richtung WNW—OSO den Kamm querenden Bruches ist ein kleiner Felskopf aus geschichtetem, gelblich oder orangefarbig verwitterndem, dolomitischem Kalk vorhanden. Er liegt auf einer unregelmäßig mächtigen — etwa 6 *m* — knolligen oder brecciösen, schwach dolomitischen Rauhwacke, die nicht deutlich geschichtet ist. Darunter folgt eine Reihe von dünngeschichteten, gelblich verwitternden oder dunklen mergeligen Kalken und Schiefern, stellenweise mit kleinen Gipseinschaltungen; 15 bis 18 *m* davon sind aufgeschlossen. Dann ist ein Teil des Hanges verdeckt. Ein Stück weiter unten wittern rote Mergel und Konglomerate heraus.

Auf der Nordseite desselben Bruches läßt sich ein Profil von den roten Mergeln und Konglomeraten des unteren Muschelkalks aufwärts bis zu den Buchensteiner Schichten gewinnen. In etwa 1580 *m* Höhe stehen die groben Konglomerate mit ihrer Umhüllung von roten Mergeln an. Über ihnen folgen rötliche plattige Kalke mit reichlich Glimmer auf den Schichtenflächen, etwa 10 bis 12 *m* dick. Die nächste Schichtengruppe umfaßt graubraune, plattige Kalke mit vereinzelten großen Myophorien und Gervillien, die zu Arten des unteren Muschelkalks gehören. Die oberen Bänke werden dunkler und bituminös, sind oft reichlich von Kohlenkörnchen bedeckt und enthalten verkohlte Bruckstücke von Zweigen und Blättern, die wahrscheinlich größtenteils zu *Voltzia* gehören. Diese Pflanzenschiefer gehen nach oben in dünngeschichtete, mergelige, graue und gebänderte Kalke über, mit denen die gipsführenden Mergel vergesellschaftet sind. Sie werden aber hier durch kleinere Brüche, die mit dem WNW—OSO-Bruch in Zusammenhang sind, abgeschnitten, an denen sie verbogen und gestört sind.

In 1615 *m* Höhe ist eine Bank unregelmäßigen, grauen, konglomeratischen oder brecciösen Gesteines erreicht. Schichtung ist nicht zu erkennen; die Mächtigkeit wechselt zwischen 4 bis 5 und 6 *m*. Das Gestein hat in manchen Teilen die Beschaffenheit einer porösen, kalkigen Rauhwacke, in anderen eine mehr zusammenhängende, knollige Struktur; es ist voll von Harnischen. Darüber folgen dunkle, bituminöse, ziemlich wohlgeschichtete Kalke. In 1625 *m* Höhe ist ein vorspringender Fels eines dickgebankten, fossilleeren, dolomitischen Kalks erreicht, der gegen oben in den Mendeldolomit übergeht.

Der echte, poröse, ungeschichtete Mendeldolomit ist nicht unterhalb einer Höhe von etwa 1645 bis 1650 *m* aufgeschlossen, und auch hier ist er nicht ganz typisch, denn er enthält kleine Konkretionen gelben Hornsteines und hat eine knollige Beschaffenheit, die an Buchensteiner Schichten erinnert. Er wird jedoch von den grauen bituminösen Kalkschiefern überlagert, die an anderen Stellen den höchsten Horizonten des oberen alpinen Muschelkalks entsprechen und über denen in 1675 bis 1680 *m* Höhe vollkommen deutlich die knolligen Buchensteiner Kalke mit Pietra verde folgen.

Diese Beobachtungen zeigen, daß die Fazies sich gegen N ändert, u. zw. sowohl im unteren Muschelkalk als auch im Mendoladolomit oder oberen alpinen Muschelkalk. In Anbetracht der verringerten Mächtigkeit des Mendeldolomits und der größeren Dicke der geschichteten dolomitischen Kalke in seinem Liegenden ist anzunehmen, daß ein Teil dieser dolomitischen Kalke eine Fazies des oberen Muschelkalks vorstellt. Mit anderen Worten: Die kalkig-dolomitischen Absätze

oberhalb der Pflanzenschiefer und Rauhwacken zeigen in diesem nördlichen Gebiet keinerlei deutliche Grenze zwischen unterem und oberem Muschelkalk und haben wahrscheinlich — wenigstens zum Teil — dasselbe Alter wie die unteren Horizonte des Mendeldolomits im Bereich von Fassa und Gröden. Dieser Fazieswechsel wird auch durch die Schichtenfolge der unteren und mittleren Trias bestätigt, die die Schlucht im Enneberger Tale, etwa 2 bis 2½ *km* unterhalb Pedraces und östlich des Tschenglesrückens bildet. Die Schichten sind hier aber sehr gestört, gequetscht und von Harnischen durchsetzt; sie werden in der Richtung des Streichens von kleinen Brüchen zerschnitten. Aus diesen Gründen wird das Profil hier noch nicht angeführt.

Weiter unten im Ennebergtal, auf dem Osthang gegenüber dem Predizkamm, liegt eine kleine Häusergruppe namens Col. Oberhalb dieser Häuser, ostwärts gegen das Dorf Romestlungs, zieht sich eine Wand senkrechter Felsen hin, die das wiesenbedeckte Hochland der Fornella unterlagern. Diese Gesteine sind im östlichen Teil fast nicht gestört. Sie liefern das folgende gute stratigraphische Profil.

Hangend: Mendeldolomit.

13. Graue, bituminöse Kalke in Wechsellagerung mit rötlichen und blaßgrünen Mergeln; ihre hangenden Teile verschwinden gewöhnlich unter Gehölz, und die genaue Grenze zwischen ihnen und dem Mendeldolomit ist nicht zu erkennen, etwa . . . . . 25—30 *m*

12. Wechsellagerung von Mergeln, mergeligen Kalken und glimmerigen Mergeln mit Resten von Stengeln und Blättern (*Voltzia* sp.) 10 *m*

11. Plattige Kalke mit schlechterhaltenen Pflanzen, Bivalven und Brachiopoden (*Gervillia* sp., *Terebratula vulgaris*). In den unteren Horizonten Einlagerungen feiner Konglomerate . . . . . 6 *m*

10. Plattige Kalke mit Glimmerbelag auf den Schichtenflächen. Manche Bänke sind fest und führen Krinoidenreste, andere sind mergelig oder sandig, mit Pflanzenresten . . . . . 12 *m*

9. Dünngeschichtete Pflanzenschiefer, die gegen unten in rötliche Mergel und Konglomerate übergehen. Zusammen bilden diese Gesteine ein sanfter geneigtes Band in der Schichtenfolge . . . . . 7 *m*

8. Bedeutende Entwicklung dunkelgrauer Kalke und Krinoidenkalke mit feinen Zwischenlagen sandiger und mergeliger Gesteine 20 *m*

7. Dunkle, mergelige Schiefer mit kohligen Pflanzenresten, lagenweise auch gebändert und glimmerreich . . . . . 6 *m*

6. Grünliche und hochrote Mergel, wechsellagernd mit knolligen und konglomeratischen Kalken . . . . . 2 *m*

5. Wohlgeschichteter, knolliger, teilweise gelblicher und sandiger Kalk mit *Hörnesia socialis*, Myophorien und schlechterhaltenen Brachiopoden . . . . . 8 *m*

4. Grobe, undeutlich gebankte Breccie, wechsellagernd mit erdigroten oder grünlichen Mergeln und gelegentlich mit Bänken eines hellen Konglomerats. Diese Schichtengruppe bildet ein deutliches sanfter geneigtes Band . . . . . 10 *m*

3. Dünngeschichtete, plattige Kalke mit Myophorien und Myaciten und mit Einlagerungen grauer und roter dolomitischer Mergel 7 *m*

2. Grobknollige Kalkbank . . . . . 0·75 *m*

1. Helle, wohlgeschichtete Dolomite und dolomitische Kalke, erdig oder sandig verwitternd . . . . . 25 *m*

Liegend: Rote Mergel und plattige Kalke (obere Werfener Schichten).

Diese Schichtenfolge ist fast 150 *m* mächtig, viel mächtiger als die Entwicklung des unteren Muschelkalks westlich des Ennebergtales. Sie beginnt mit einem massiven dolomitischen Kalk von ziemlich homogener Beschaffenheit. Die beiden zunächst darüberfolgenden Kalkgruppen aber, Nr. 2 und 3, zeigen bei genauer Betrachtung ein feingebändertes Aussehen und eine dünne Wechsellagerung verschiedener Gesteine, mergeliger, sandiger und kalkiger Schichten. Sie scheinen alle nachträglich verändert und in einen halbkristallinen Kalk verwandelt zu sein. Ursprünglich gebildet sind die Gesteine wohl als wechselnde marine Sedimente in einem seichter werdenden Becken. Die sie überlagernden Konglomerate, Breccien, Mergel und Pflanzenschiefer deuten auf litorale Absatzbedingungen.

Das Schichtenglied Nr. 1 entspricht seiner stratigraphischen Lage nach dem ersten Horizont in dem Profil des unteren Muschelkalks, das Hörnes vom Piz da Peres bei St. Vigil, etwa 6 *km* weiter nördlich als dieses Enneberger Profil, beschrieben hat. Mojsisovics, der das von Hörnes aufgenommene Profil in seinem Werk wiedergibt,[1] weist darauf hin, daß der tiefste Horizont dolomitischen Kalks hier wahrscheinlich ein westlicher Ausläufer des viel mächtigeren Diploporendolomits an der Basis des unteren Muschelkalks am Kühwiesenkopf bei Prags ist. (vgl. S. 321). Diese Erklärung läßt sich wahrscheinlich auch auf das oben angeführte Profil zwischen Romestlungs und dem Tal von Enneberg anwenden. Ich sammelte eine Anzahl von Handstücken, die Algenstruktur zu zeigen schienen, erhielt aber keine guten Dünnschliffe. Vielfach sah man stark umkristallisierte und veränderte Röhrchen, in anderen Fällen Foraminiferen.

Das von Hörnes aufgenommene Profil des Piz da Peres geht mehr in Einzelheiten als mein Profil aus Enneberg, in den Hauptzügen sind sie einander aber sehr ähnlich. Bezüglich der höchsten Horizonte in dem Hörnes'schen Profil vermutet Mojsisovics, daß eine Mächtigkeit von etwa 50 *m* unter dem Mendoladolomit möglicherweise schon als oberer, nicht als unterer Muschelkalk angesehen werden muß, um so mehr — fügt er hinzu — als der Mendeldolomit selbst hier bituminös war und stellenweise Hornsteine enthielt, so daß er von den Buchensteiner Schichten nur schwer unterschieden werden konnte.

Der Vergleich des Profils aus Enneberg mit dem vom Piz da Peres beweist also, daß der Fazieswechsel, der sich in Enneberg zeigt, im nordwestlichen Teil der Dolomiten, nächst den Zentralalpen, sich noch deutlicher ausspricht.

Die Profile zeigen, daß die Seichtwasserverhältnisse der jüngeren Werfener Zeit mit einigen Abänderungen während des größten Teiles der Zeit des unteren Muschelkalks anhielten. Im N ging damit eine zeitweilige oder teilweise Abtrennung gewisser Ablagerungsbecken im Küstenbereich einher. In solchen Becken wurden die verschiedenen, oben angedeuteten Absätze — Algenkalke, Landpflanzenschiefer, Gips, Rauhwacken, Dolomit — scheinbar rascher und in größerer Mächtigkeit angehäuft als die gleichzeitigen Sedimente in der mehr offenen See weiter im S.

[1] Mojsisovics, „Dolomitriffe", 1879, S. 268—270.

Die Bedingungen und Absätze in diesem nordwestlichen Teil der Dolomiten zeigen eine große Ähnlichkeit mit denen, die Lepsius und Bittner als bezeichnend für den unteren Muschelkalk in Judicarien westlich der Dolomiten beschrieben haben. Beispielsweise gibt Lepsius[1] das folgende Profil der unteren und mittleren Trias aus dem Graben zwischen Cis und Preghena in der Val de Prescino (Mendelgruppe).

19. Schlerndolomit
18. Rote, eisenschüssige Kalkbänke, etwas dolomitisch . . . . . 5·2 *m*
17. Graue, kalkig-sandige Bänke mit Hornsteinknauern . . . . . 20 *m*
16. Pflanzensandsteine, wie 12 . . . . . 10 *m*
15. Schwarzblauer Kalk, bestehend aus *Terebratula vulgaris* und Trochiten . . . . . 2·3 *m*
14. Kleinstückiges Konglomerat . . . . . 4 *m*
13. Sandsteine wie 12, mit vielen Pflanzenresten. Dazwischen einige dünne Kalkbänke voller Enkrinitenstielglieder . . . . . 12 *m*
12. Roter und gelber Sandstein, feinkörnig, mergelig, mit Lagern von *Voltzia recubariensis*, Zweige, Blüten, Zapfen. *Calamites*. Hie und da kleine Kohlenschmitzen . . . . . 21 *m*
11. Schwarze Ton-Sandstein-Schicht . . . . . 1·2 *m*
10. Rote, gelbe und graue Sandsteine und Mergel . . . . . 6 *m*
9. Zellendolomit, ungeschichtete, gelbe, „breccienartige Rauhwacke", zerklüftet . . . . . 16 *m*
Weiter, nördlich, bei Proves, ist Gips damit vergesellschaftet und die Mächtigkeit beträgt . . . . . 30 *m*
8. Dünnschichtige, rote, plattige Mergel und Kalke . . . . . 20 *m*
7. Graue, harte, dolomitische Kalkbänke ohne Versteinerungen . . . . . 18 *m*
6. Obere rote Mergel und Kalke, mit *Naticella costata* . . . . . 32 *m*
5. Gastropodenoolithbänke. Harter Eisenoolith, abwechselnd mit Mergelschiefern. *Holopella gracilior* und andere kleine Schnecken 8·5 *m*
4 *b)* Bänke voll *Pseudomonotis Clarai, Anodontophora fassaensis*, Myophorien usw. . . . . 4·3 *m*
4 *a)* Untere rote Mergel und Kalke und sandig-kalkige Schiefer, glimmerreich, mit undeutlichen Bivalven auf den Schichtenflächen 32 *m*
3. Tonreicher, gelber Sandstein, häufig kalkig und dolomitisch, mit viel Glimmer . . . . . 2·8 *m*
2. Permische Sandsteine
1. Quarz-Porphyr.

In diesem Profil erwähnt Lepsius in Nr. 5 einen Gastropodenhorizont zwischen unteren und oberen Werfener Schichten. In Nr. 7 beginnt der untere Muschelkalk mit einem dolomitischen Kalk, geradeso wie in den Profilen aus Enneberg und St. Vigil im nördlichen Teil der Dolomiten.

Der Horizont Nr. 8 in dem Profil von Lepsius enthält Schichten, die er an manchen Stellen als reich an Myophorien beschreibt und „Myophorienkalke" nennt. Darüber folgt Nr. 9, ein Gestein, das nachträglich in eine poröse, dolomitische Rauhwacke verwandelt und stellenweise mit Gips vergesellschaftet ist. Nr. 10 wird durch bunte Sandsteine und Mergel vertreten. Vergleichen wir Nr. 9 und 10 stratigraphisch mit den Schichtenfolgen in den vorhergehenden Profilen aus den Dolomiten, so erkennen wir, daß sie der Hauptsache nach jenen Horizonten des unteren Muschelkalks entsprechen, in denen die Konglomerate und Breccien in Wechsellagerung mit roten Mergeln auftreten. Sie deuten in ähnlicher Weise auf Seichtwasserverhältnisse, u. zw. nicht in einem offenen Meer, sondern eher in einem Binnenbecken.

In diesem besonderen Profil von Lepsius folgen darüber Pflanzen führende Sandsteine und Mergel; die Pflanzen sind von derselben Beschaffenheit wie die, die ich selbst in Enneberg, Pozzates und an anderen Stellen gefunden habe. In den höchsten Teilen des unteren Muschelkalks enthält das Profil von Lepsius Krinoidenkalke und feine Konglomerate. Auch in dieser Beziehung stimmt es mit den vorhergehenden überein.

Da *Terebratula vulgaris*, ein Leitfossil des unteren Muschelkalks, so hoch oben, nämlich in Nr. 15 des Lepsius'schen Profils auftritt, kann man schließen, daß die Pflanzen führenden Schichten und die vergesellschafteten Gesteine von Nr. 11 bis 16 die wohlentwickelte obere Gruppe des unteren Muschelkalks vertreten, wie sie auch in dem Profil aus Enneberg und in den entsprechenden Gruppen aus Gröden und Fassa vorhanden ist.

In dem Profil von Lepsius folgt über dieser Gruppe nicht kristalliner Dolomit vom bezeichnenden Aussehen des Mendeldolomits, sondern ein knolliges, Hornstein führendes Gestein. Auch in Enneberg ist das Gestein im Horizont des Mendoladolomits knollig und Hornstein führend sowie geschichtet. Er ist wenig mächtig und wird von sandigen und dolomitischen Kalken unterlagert. In Enneberg finden wir also einen gewissen Übergang zwischen der dolomitischen Fazies des oberen alpinen Muschelkalks (der *Trinodosus*-Schichten) und der nicht dolomitischen Fazies dieses Horizonts, wie Lepsius sie aus dem Mendelgebiet beschreibt. Der typische Mendeldolomit fehlt in diesen Gegenden.

Der nächsthöhere Horizont, Nr. 18, „eisenschüssige Kalke, etwas dolomitisch", stellt die Übergangsgruppe oder den höchsten Teil des alpinen Muschelkalks vor. Er unterlagert den Schlerndolomit. In diesem Niveau habe ich in den westlichen Dolomiten *Diplopora annulatissima* gefunden. An manchen Stellen folgt wenige Meter darüber *Diplopora annulata* in einem Schlerndolomit, der die knollige Beschaffenheit der Buchensteiner Schichten zeigt — so beispielsweise in der Nordwand des Langkofels. Das Auftreten des Schlerndolomits in Nr. 19 des Profils von Lepsius zeigt, daß seine Bildung in diesem Teil von Judicarien in der ladinischen Stufe begann. Dasselbe trifft im nordwestlichen Teil der Dolomiten, auf der Nordseite des Peitlerkofels, der Fermeda-, Geißler- und Medalgeskette zu.

Der Vergleich des Lepsius'schen Profils von Nr. 7 bis 16 mit meinen Profilen des unteren Muschelkalks im nordwestlichen Teil der Dolomiten zeigt also einige wichtige Übereinstimmungen, in denen sich beide von der Fazies des unteren Muschelkalks in Gröden und Fassa unterscheiden. Die Züge, in denen sie einander gleichen, deuten auf das Vorhandensein unregelmäßig angeordneter, teilweise oder ganz geschlossener Absatzbecken nächst einer Küstenlinie.

[1] Lepsius, Das westliche Südtirol. 1878, S. 46 und 47.

Dieser Vergleich ist von hervorragendem Interesse. Er zeigt, daß während der Übergangszeit von der unteren zur mittleren Trias Krustenbewegungen erfolgten. Er deutet ferner darauf hin, daß diesen Bewegungen ein Streichen entsprach, welches sich aus einer SSW—NNO-Richtung in Judicarien nach W—O in den nordwestlichen Dolomiten drehte. Endlich klärt er die Beziehungen auf zwischen der örtlichen Entwicklung von Gips und Rauhwacken in den oberen Werfener Schichten und im unteren Muschelkalk der Dolomiten und den ähnlichen, aber viel verbreiteteren und mächtigeren Absätzen, die Lepsius aus Judicarien beschrieben hat. Er schreibt: „Durch Judicarien bis in die Val Camonica ist die Lagerung (der Gipse und dolomitischen Rauhwacken) überall eine sehr regelmäßige: über den oberen Röthplatten stellt sich Zellendolomit mit Gips und Anhydrit ein in einer Mächtigkeit von 80 bis 100 *m*, darüber die grauen, gleichförmig geschichteten, dolomitischen Kalke des Muschelkalks."[1]

Unter dem Namen „Obere Röthplatten" verstand Lepsius die oberen Werfener oder Campiler Schichten im Hangenden des Gastropodenooliths, „Untere Röthplatten" nannte er die unteren Werfener oder Seiser Schichten der unteren Trias.

In seiner Beschreibung der Werfener Schichten auf der SO-Seite der Judicarien—Val-Trompia-Linie bestätigt Bittner[2] die Beobachtungen von Lepsius über poröse Dolomite, die er als „Rauhwackenartige Grenzschichten zwischen Werfener Schiefern und Muschelkalk" bezeichnet. Weiter schreibt er: „Wichtig ist es, hervorzuheben, daß dieser in Judicarien und der östlichen Lombardei so konstante Horizont in der Trias von Recoaro ganz in derselben Weise entwickelt ist und hier ebenfalls als Rauhwacke allein oder in Verbindung mit Gipsen an der Grenze der Werfener Schiefer gegen den Muschelkalk auftritt."

Die oben wiedergegebenen Profile durch den unteren Muschelkalk zeigen in bündiger Weise, daß die fossilführenden Mergel und Kalke, die mit dem Richthofen'schen Konglomerat in Fassa, Gröden und Enneberg wechsellagern, eine Anzahl derselben Leitfossilien enthalten, die Lepsius aus den „Myophorienkalken" an der Basis des porösen Dolomits oder als Einschaltungen darin in Judicarien anführt, so z. B.: *Myophoria ovata, M. costata, M. laevigata, Gervillia incurvata, G. exporrecta, G. (Hörnesia) socialis, Pecten discites* usw.

Auf Grund dieser Fossilführung scheint es fast sicher, daß die Konglomerate in Fassa, Gröden und Enneberg größtenteils gleichaltrig sind mit den porösen Dolomiten und den Rauhwacken von Judicarien. Doch darf man nicht vergessen, daß die Konglomerate in keinem Teil der Dolomiten so mächtig entwickelt sind wie an der Mendel bei Bozen im nördlichen Teil des judicarischen Gebietes. Im Gebiet des Schlerns und der Seiser Alpe zwischen Fassa und Bozen sind sie außerordentlich dünn.

Es macht also den Eindruck, daß das Herantreten eines nördlichen und nordwestlichen Landes an das südliche Meer während der Ablagerung der Konglomerate in örtlicher und unterbrochener Weise geschah. Dies ist auch nur natürlich, da die Quarzporphyre und Tuffe, die während des Perm so massenhaft in dem Gebiet austraten, viele Unregelmäßigkeiten der Oberfläche erzeugt hatten. Während das konglomeratische Material aus einem niederen Festland in weite Flußästuarien und so in das südliche Meer gebracht wurde, waren doch etliche Becken von dieser Sedimentquelle abgeschlossen. In ihnen bildeten sich größere oder geringere Mengen von Rauhwacken, Gipsen usw.

Innerhalb der Dolomiten haben die Konglomerate des unteren Muschelkalks ihre Hauptverbreitung in einem breiten, ostwestlich streichenden Streifen, von Campil und Enneberg im N bis zum Karerpaß und dem Fassatal im S. Mit geringer Mächtigkeit sind sie im W und S der Seiser Alpe und des Schlerns entwickelt. Eine bedeutende Dicke haben sie im mittleren Gebiet von Enneberg. Südlich von Fassa, in der Costabella-, Uomo- und Vallacciakette, keilen sie vollständig aus. Ebenso verschwinden sie im nordöstlichen Teil der Dolomiten, wo der Dolomit des unteren Muschelkalks mächtig entwickelt ist.

Kurz muß noch auf die Bezeichnung „Dontschichten" eingegangen werden, die in der Literatur mehr und mehr als ein Synonym für „unterer alpiner Muschelkalk" gebraucht wird. Diener schlug den Namen „Dontschichten" für die Gesteine über den Werfener Schichten und unter dem Mendeldolomit vor. Er definiert sie als eine besondere Entwicklung der Zone des *Ceratites binodosus*, bestehend aus bunten Konglomeraten, roten Mergeln, Schiefern oder Sandsteinen und grauen, gefleckten Kalken. Diese Definition läßt sich nur teilweise auf die lithologische Beschaffenheit der Stufe anwenden, wie sie in den Profilen aus den Dolomiten beschrieben wurde, denn echte Sandsteine treten darin nur ganz selten auf. Die Wahl des Ortsnamens ist vielleicht nicht sehr glücklich, da die Gruppe gerade bei Dont keine Konglomerate enthält und überhaupt nicht die lithologische Entwicklung zeigt, die Diener beschreibt.[3]

Nach den im Schrifttum vorhandenen Beschreibungen der Gesteine und der Fauna von Dont möchte ich glauben, daß die in diesem Kapitel behandelte Schichtengruppe nur einen Teil der Entwicklung bei Dont vertritt. Die höheren Kalke von Dont sind in den weiter oben beschriebenen Profilen sicher nicht enthalten. Ich habe es deshalb vorgezogen, bis auf weiteres den älteren Namen „unterer alpiner Muschelkalk" zu verwenden.

[1] Lepsius, Das westliche Südtirol, 1878, S. 53.

[2] Bittner, Judicarien und Val Sabbia, Jahrb. Geol. Reichsanst. Bd. 31, 1881, S. 229.

[3] Diener, Bau und Bild der Ostalpen, S. 501 und 502.

2. Anisische Stufe (Fortsetzung). — Obere Gruppe.

(Oberer Alpiner Muschelkalk oder Zone des *Ceratites trinodosus* (Mojsisovics).

a) Mendoladolomit und -kalk mit *Physoporella pauciforata* Gümbel sp. (Mendeldolomit).

Den Namen Mendoladolomit hat Richthofen für die dolomitischen Gesteine im unmittelbaren Hangenden der gemischten Gesteinsgruppe aus Konglomeraten, Mergeln, grauen, mergeligen Schiefern und Kalken eingeführt. Mojsisovics beschreibt den Mendeldolomit in seinen „Dolomit-Riffen" als eine dolomitische Riffazies. In manchen Gebieten, beispielsweise im oberen Buchenstein, sei er durch eine Fazies gewöhnlicher Sedimente ersetzt, nämlich durch graue, krinoidenreiche Kalke, die eine beträchtliche Anzahl großer Gastropoden und in geringerer Menge auch Ammoniten, Brachiopoden und Pelecypoden enthalten. Diesem Gestein sind gewisse „flimmernde Kalke", wie sie im unteren Muschelkalk häufig sind, zwischengelagert. Von der Basis des Muschelkalks durch die obere Gruppe bis in die Buchensteiner Schichten ist ein ganz allmählicher Übergang zu beobachten. Mojsisovics hebt deshalb hervor, daß die fossilführenden Gesteine der oberen Schichtengruppe auch noch zum unteren alpinen Muschelkalk gehören könnten. Der Mendeldolomit würde dann ganz fehlen, und die Auflagerung der Buchensteiner Schichten auf den unteren Muschelkalk wäre eine transgressive. Mojsisovics lehnt jedoch die Vorstellung örtlicher Transgressionen ab und deutet die erwähnten Sedimente hier und an einigen anderen Stellen als eine Vertretung des Mendeldolomits. Er identifiziert einige Fossilien aus dieser Gesteinsgruppe mit solchen aus der Cephalopodenfazies in anderen Teilen der Alpen und betont besonders das Auftreten des Leitfossils *Ceratites trinodosus* Mojsisovics. Unter den Bivalven führt er *Daonella Sturi* Benecke und *D. partanensis* Schafh. als zwei der häufigsten an. Mojsisovics rechnet diese sedimentäre Facies also aus faunistischen Gründen zum oberen alpinen Muschelkalk.

Für die Riffazies des Mendoladolomits, in der Fossilien selten sind, nimmt Mojsisovics *Diplopora pauciforata* Gümbel als Leitfossil an. Er erwähnt auch *Diplopora triasina* Schauroth und das Auftreten von Gastropoden.

Das Fassa—Gröden Gebiet.

In dem auf unserer Karte dargestellten Bereich von Fassa, Seiser Alpe und Gröden ist der Mendeldolomit ein blaßgraues bis rötlichweißes, meist kristallines und sehr poröses Gestein. Schichtung ist manchmal zu erkennen, besonders in den tieferen Teilen. Übereinstimmend mit Mojsisovics haben auch meine Untersuchungen ergeben, daß er den unteren alpinen Muschelkalk konkordant überlagert und der Hauptsache nach die Zone des *Ceratites trinodosus* vertritt. Doch schwankt die untere Grenze der massiven Dolomitentwicklung, so daß dieses Gestein auf verschiedenen Gliedern des unteren Muschelkalks aufliegen kann. Liegt die Grenze tief, so fehlen die Übergangsbildungen wohlgeschichteten Dolomits oder dolomitischen Kalks. In solchen Fällen ist eine gewisse Mächtigkeit des unteren Teiles des Mendeldolomits als eine Fazies des unteren Muschelkalks aufzufassen.

In ähnlicher Weise kann man im Bereich meiner Untersuchungen auch eine gewisse Veränderlichkeit der Lage der Obergrenze des Mendeldolomits feststellen. Manchmal reicht er hinauf bis zu den knolligen und gebänderten Buchensteiner Schichten der Zone des *Protrachyceras Reitzi;* dies gilt besonders für die massive dolomitische Fazies. An anderen Stellen wird er von einer tieferen Gruppe dunkler, gebänderter oder bituminöser Kalke und Schiefer überlagert, die von manchen „untere Buchensteiner Schichten" genannt werden, die ich aber als den höchsten Horizont des oberen Muschelkalks (der *Trinodosus*-Zone) ansehe. Diese Veränderlichkeit der Obergrenze des Mendoladolomits ist der von Mojsisovics vertretenen Ansicht günstig, daß die höheren Gesteine der normalen Sedimentfazies, die er lokal an Stelle des Mendoladolomits beobachtet hat, zum oberen Muschelkalk gehören.

Die leitende Diplopore des Mendeldolomits ist *Physoporella* (früher oft „*Gyroporella*") *pauciforata* Gümbel. Es ist aber oft unmöglich, die Versteinerung zu finden. An anderen Orten sind ganze Bänke von ihr erfüllt — doch liegen diese Fundstellen nordöstlich des hier behandelten Gebietes. Überall an den Hängen des Grödener Tales, unter dem Schlern und unter der Langkofelmasse hat das Gestein die Beschaffenheit eines massigen Dolomits. Dagegen ist es in der ganzen Buffauremasse auf der Ostseite des Fassatales und örtlich auch an den Monte Dona-Hängen auf der Westseite ein massiger, heller Kalk. Die kalkige Abänderung unterscheidet sich im allgemeinen Aussehen wenig von der dolomitischen. In Fassa ist der Kalk hochkristallin und mehr oder weniger porös. Die Verwitterungsoberfläche ist grauweiß, oft reichlich mit rötlichen, blaßgelbroten oder bräunlichen Farben gefleckt. Wahrscheinlich ist der Kalk weniger porös als der Dolomit, auch zeigt er häufiger Andeutungen von Schichtenflächen. An einigen Stellen in Buffaure ist der Mendelkalk über eine sehr geringe Mächtigkeit in einen glänzenden, weißen Marmor mit feinen grauen Adern verwandelt.

Bei den im Feld durchgeführten Salzsäureproben zeigte sich, daß dieser kristalline Kalk des Gebietes von Fassa lebhaft aufbraust, wogegen keine Reaktion eintrat, wenn die Dolomitbänke im unteren Muschelkalk an seiner Basis mit derselben Säure versucht wurden. Diploporen finden sich gelegentlich im Kalk, sonst aber keine erkennbaren Versteinerungen.

Die kalkige Beschaffenheit des Mendolagesteins in Fassa ist sehr bedeutsam; man muß sie in Verbindung mit einer anderen wichtigen Eigentümlichkeit betrachten. Eine lange unregelmäßige Faziesgrenze erstreckt sich vom Schlern bis zum Fassatal. Sie trennt die eruptive Gesteinsfolge im N von der hochragenden Dolomitmasse des Rosengartens im S. In dieser ist der Mendolahorizont rein dolomitisch entwickelt. Weiter nördlich dagegen, im Gebiet von Monte Dona,

an den Stellen, wo er von den Lagergängen des Augitporphyrits durchschnitten und von feinen Adern injiziert ist, erweist er sich als Kalk. Auch die Bruchstücke desselben Gesteins, die in den hangenden Tuffen und Tuffkonglomeraten auftreten, sind kalkig. In ähnlicher Weise sind die Kalke der Buchensteiner Serie auch von den vulkanischen Gesteinen injiziert und gelegentlich umhüllt, und als Kalkfazies verblieben, während sie südlich davon als im Dolomit konkordant und im Aussehen kaum trennbar von der Dolomitfazies des Mendoladolomithorizonts vorkommen.

Die injizierten Mendolakalke und die Kalkbruchstücke des Mendolahorizonts sind manchmal kompakt und körnig. Sie haben fast sicher die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins bewahrt. Diese scheint also dort erhalten geblieben zu sein, wo der Kalk kurz nach dem Absatz reichlich von Augitporphyrit durchsetzt wurde, wo er zusammen mit einer wechselnden Mächtigkeit der unteren Buchensteiner Kalke in eine dicke Masse von Laven und Tuffen eingehüllt oder von ihnen zugedeckt wurde.

Südlich der Buffauremasse, im O und W der Intrusion von Monzoni, ist der Mendolahorizont in der ganzen Costabella- und Uomogruppe sowie in der Vallaccia kalkig entwickelt. Dieser Kalk ist blendend weiß und kristallin. Er wird besonders in Costabella und Uomo von einem reichlichen System dünner Lagergänge durchsetzt, die von der Monzonimasse entspringen.[1]) Am Kontakt mit ihnen ist er in Marmor verwandelt. Die Verhältnisse in der Costabella und ihrer Umgebung lassen keinen Zweifel darüber, daß die Umwandlung zu Marmor in der Kontaktzone und zu hochkristallinem, weißem Kalk in einem weiteren Bereich mit dem Eindringen der vulkanischen Gesteine, der Hitze und dem Druck zusammenhängt. Es besteht kein Übergang zu Dolomit. Alles beweist, daß das Gestein, das der Umkristallisation unterworfen wurde, ein Kalk war. In diesem Gebiet sind die nächstfolgenden Schichten der Buchensteiner Serie auch kalkig und umkristallisiert. Das Kalkgebirge hier bedeutet eine Kalkfazies anstatt einer Dolomitfazies südlich der Faziesgrenze in Val Nicolo.

Im Buffaure kann man verschieden weit vorgeschrittene Entwicklungszustände in der kristallinen Beschaffenheit des Mendelkalks erkennen. Die Schichten, die beim Einbruch der Eruptivgesteine stark gestört und dicht von feinen Melaphyradern durchsetzt worden sind, wurden in eine harte, spröde, poröse Breccie verwandelt, deren Lücken mit sekundären Umwandlungsprodukten und zersetzten Bruchstücken des vulkanischen Gesteins erfüllt sind. Diese Breccie sieht niemals wie Mendeldolomit aus. Dort aber, wo größere Kalkmassen zwischen den Gängen unversehrt geblieben sind und wo eine gleichmäßige Umkristallisation langsam erfolgen konnte, ähnelt das Aussehen des Gesteins schließlich sehr dem des Mendoladolomits, obwohl es kalkig ist.

Die Mächtigkeit der Mendolagesteine wechselt im Bereich der Karte sehr. Infolge von Brüchen und Schubflächen kann das Gestein lokal ganz fehlen. Auf dem Hang westlich Campitello kann man bei Pra Molin aus einer Bruchscholle ohne Mendoladolomit unmittelbar auf eine übertreten, in der das Mendolagestein durch eine Überschiebung fast verdoppelt ist. In der Regel beträgt die Mächtigkeit im Bereich von Gröden und Fassa 40—60 *m*. Von jeder beträchtlichen Überschreitung dieser Grenzen wird sich fast sicher herausstellen, daß sie entweder durch Einbeziehung eines Teiles der kalkig-dolomitischen Gesteine im Hangenden und Liegenden zu erklären ist oder durch örtliche Störungen.

Das Gebiet von Enneberg.

Im Gebiet von Enneberg und Campil, nördlich von Gröden, weist der Mendolahorizont des oberen alpinen Muschelkalks einige Abänderungen auf. Im Enneberger Tal unterhalb Pedratsches (Pedraces) ist er nicht mehr als 25—30 *m* mächtig, auch nicht von der homogenen, massigen, rein dolomitischen Beschaffenheit, wie sie ihn in Gröden auszeichnet. Er ist grobgebankt. Die Schichten sind oft knollig aufgebaut oder von unebenen Flächen begrenzt. Stellenweise zeigt er kleine, gelbe Hornsteinkonkretionen, ähnlich denen, die in den Buchensteiner Schichten auftreten. Auch Einlagerungen dunkel- und hellgebänderter, spaltbarer Schiefer kommen vor. Zwei Beispiele seien angeführt.

In der Schlucht, die die Gader am Fuß des Costisellhanges, etwa 2½ *km* talabwärts von Pedratsches, einschneidet, kann man das folgende Muschelkalkprofil beobachten:

Hangend: Knollige, hornsteinreiche Buchensteiner Kalke.

9. Dunkle, gebänderte, bituminöse Kalke und Schiefer, gelegentlich mit kleinen Pflanzenstückchen . . . . . 5 *m*

8. Schwarze, stark bituminöse Kalke, etwa 1½—2 *m* dick, mit Einschaltungen braun- und schwarzgebänderter, bituminöser Kalke. Dann sind einige Meter vom Schutt verrutschter weicher Schichten bedeckt . . . . . 6 *m*

7. Dunkelgrauer, grobgeschichteter Kalk. Besonders die randlichen Teile sind gequetscht und brecciös, die Mitte dagegen ist von dolomitischer Beschaffenheit. Einige Gruppen schwarzen, schiefrigen und gebänderten bituminösen Gesteins sind eingeschaltet . . . . . 25 *m*

6. Weißgelb und rotgelb verwitternder, geschichteter, dolomitischer Kalk mit unebenen, gewellten Schichtenflächen und mit dünnen Einschaltungen grünlicher Mergel . . . . . 6 *m*

5. Grünliche Mergel, dunkelgraue Schiefer und plattige Kalke, gelegentlich mit Pflanzenresten . . . . . 7 *m*

4. Unregelmäßig geschichtete, bituminöse, auf dem frischen Bruch dunkelgraue Kalke mit sehr unebenen Schichtenflächen. In manchen Lagen sind kohlige Pflanzenreste sowie auch kleine Myophorien und Myaciten vorhanden . . . . . 5 *m*

3. Auf dem frischen Bruch dunkler, gelb verwitternder, wohlgeschichteter, harter, dolomitischer Kalk mit sehr welligen Schichtenflächen. Die tieferen Lagen sind plattig und enthalten Fossilien; Myophorien und ein ansehnliches Pekten wurden gefunden, sie sind aber schlecht erhalten . . . . . 9 *m*

2. Lebhaft rote Mergel, nächst der Hauptstraße in etwa 1220 *m* Höhe anstehend . . . . . 3·5 *m*

1. Grobe, rötliche Konglomerate, wechsellagernd mit ziegelroten, grünen und grauen Mergeln. Aufgeschlossene Mächtigkeit etwa 4 *m*

[1]) Ogilvie Gordon. Monzoni and Fassa (Transact. Edinb. Geol. Soc., Vol. 8, Special Part). S. 116, Taf. 8; S. 118, Taf. 4, usw.

Bruch: Die Schichtenfolge stößt gegen verschiedene Glieder der Werfener Schichten.

In dem ganzen Profil sind die Schichten entweder sehr steil geneigt oder sie stehen senkrecht. Sie zeigen Spuren starker Pressung, sind gestriemt und verändert. Es kann aber an dieser bestimmten Stelle der Schlucht kein Zweifel sein, daß sie sich noch in der richtigen Aufeinanderfolge befinden. Das Schichtenglied Nr. 7, das offenbar den Mendeldolomit vertritt, ist an seinem Rand gegen die Horizonte Nr. 6 und 8 stärker gequetscht als im Inneren seiner Masse. Bei der Schätzung seiner ursprünglichen Mächtigkeit muß man eine gewisse Verdünnung infolge von Pressung in Anschlag bringen. Das Auftreten spaltbarer, schiefriger Lagen in ihm muß als eine wichtige Abweichung im Vergleich zu dem einförmig kristallinen Gestein dieses Horizonts in dem südlich benachbarten Gebiet von Gröden angesehen werden.

Die Schichtenglieder Nr. 8 und 9 rechne ich zu der Grenzzone zwischen der anisischen und ladinischen Stufe, die weiter unten als höchster Horizont des Muschelkalks besprochen werden wird (vgl. S. 28). In dem angeführten Profil ist die bituminöse Beschaffenheit keineswegs auf diese Zone beschränkt. Sie findet sich gelegentlich auch in den liegenden Schichten der *„Trinodosus"*-Zone und in den Pflanzen führenden Schichten des unteren alpinen Muschelkalks. Wahrscheinlich darf man die Faziesänderung im Mendolagestein mit dem früheren lokalen Auftreten jener Bedingungen verknüpfen, die auch die bituminöse Beschaffenheit der Horizonte Nr. 8 und 9 verursacht haben.

Das andere Beispiel soll etwas weiter im NO genommen werden, etwa 5—6 *km* in der Luftlinie gemessen. Der Steilhang auf der Nordseite des Wengener Tales gegenüber Rumschlung bietet in diesem Teil von Enneberg eine normale Schichtenfolge des Muschelkalks. Der Rücken erstreckt sich vom Rittjoch in südöstlicher Richtung zum Fuß des Paresberges. Das Profil wurde in einem Graben aufgenommen, der genau südwärts von der Kote 2052 herunterzieht. Auf der Karte verläuft er in der Richtung zum Meierhof Golz in 1578 *m* Höhe.

Hangend: Knollige, kieselige, rötlich oder grünlich verwitternde Buchensteiner Kalke.

8. Dünngeschichteter, weicher, mergeliger Kalk, der in den höheren Teilen etwas rötlich verwittert. Eingeschaltet sind dunkle bituminöse Lagen und Pflanzen führende Schiefer . . . . . 8 *m*

7. Massiger, blaßgrauer, dolomitischer Kalk, an einigen Stellen ein poröser Dolomit, an anderen bituminös. Besonders in den hangenden Teilen enthält er kleine Knollen braunen oder gelben Hornsteins. In diesen obersten Horizonten wurde *Physoporella pauciforata* gefunden. Die Hauptmasse ist ungeschichtet, die untersten 4 oder 5 *m* aber zeigen regelmäßige und deutliche Schichtenflächen. Der Übergang zu dem Horizont Nr. 6 ist ganz allmählich . . . . . etwa 18 *m*

6. Weiche graue Mergel und dünnschichtige mergelige Kalke, die in manchen Bänken kleine inkohlte Pflanzenreste und gelegentlich Steinkerne oder Abdrücke von Bivalven enthalten . . . . . etwa 6 *m*

5. Geschichtete, sandige oder bituminöse Kalke, deren Schichtenflächen sehr unregelmäßig und uneben sind. Manche Teile des Gesteins sind porös und breccienartig . . . . . etwa 20 *m*

4. Gruppe dunkler, bituminöser Schiefer mit kohligen Pflanzenresten, weicher Mergel und mergeliger Kalk mit Bivalven: *Gervillia*, *Myophoria* . . . . . 4·5 *m*

3. Knollige, harte, dickgeschichtete Kalke, Krinoidenkalke, glimmerige Mergelkalke und Schiefer mit Pflanzenresten. Gelegentlich fanden sich Myophorien und *Terebratula* spec. . . . . etwa 12 *m*

2. Rote, glimmerige und sandige Mergel, die mit dicken Lagen groben Konglomerats wechsellagern . . . . . etwa 15 *m*

1. Blaßgrauer, wohlgeschichteter, dolomitischer Kalk, der in einer wechselnden Mächtigkeit von 15 bis 20 *m* aufgeschlossen ist, dann unter mächtigem Schutt verschwindet . . . . . angenommen 25 *m*

In 1700 *m* Höhe stehen rote und grüne Mergel und glimmerreiche Kalklagen an, die obere Werfener Versteinerungen, wie *Naticella costata*, führen.

Die Schichtenfolge ist in jeder Beziehung regelmäßig, nicht steil geneigt und von keinen Brüchen durchsetzt, obwohl sie starke Pressungen erlitten hat. Wir sehen also, daß der Mendolahorizont Nr. 7 hier im Vergleich zu dem Enneberger Profil weiter an Mächtigkeit abgenommen hat. In Anbetracht des Umstandes, daß sein unterer Teil geschichtet ist, daß die Schichtung manchmal feiner wird und höher hinaufreicht, ist die massige Entwicklung stellenweise auf nicht mehr als 10 *m* zu schätzen. Zugleich mit der Schichtung wird der dolomitische Kalk mergeliger oder es treten feine mergelige Zwischenlagen auf. Deshalb und auch auf Grund des Vergleiches mit anderen Profilen des unteren Muschelkalks bin ich geneigt, den Horizont Nr. 6 mit dem Mendolahorizont dem oberen Muschelkalk zuzurechnen und die Schichtenglieder 1 bis 5 zum unteren Muschelkalk zu stellen.

Allgemeine Bemerkungen.

Man wird bemerken, daß die Mächtigkeit und Beschaffenheit der hauptsächlichen Schichtenglieder des oberen Muschelkalks gegen N sich auffallender verändert, in demselben Gebiet, wo auch die Verschiedenheiten in den oberen Werfener Schichten und im unteren Muschelkalk am deutlichsten sind.

Die Mächtigkeit des Mendeldolomits an den verschiedenen Orten und andere Besonderheiten werden entsprechend hervorgehoben werden, bis wir die tektonischen Verhältnisse beschreiben.

Die Liegendgrenze der Mendolagesteine ist oft wenig deutlich, nämlich dort, wo sie dolomitisch entwickelt sind und auf den oberen Dolomitbänken der unteren Muschelkalkgruppe aufruhen. Die Hauptunterschiede sind die gute Schichtung des unteranisischen Dolomits, seine oft knolligen oder welligen Schichtenflächen und seine mehr kompakte Beschaffenheit. Auch zeigen die Übergangshorizonte des unteren Muschelkalks eine grauliche bis grauweiße, gelegentlich auch blaßbraune oder gelbliche Färbung, während die unteren Teile des typisch entwickelten Mendeldolomits gewöhnlich weiß oder rötlichweiß und hochkristallin sind. Gleichzeitig rücken die Schichtenflächen auseinander und werden viel unregelmäßiger. An anderen Stellen, z. B. im oberen Fassatal oberhalb Ronch südlich des Udaitales.

ruht ungeschichteter Dolomit unmittelbar auf den Pflanzenmergeln und Schiefern des unteren Muschelkalks. Er begreift hier wahrscheinlich die höchsten Horizonte des unteren alpinen Muschelkalks in sich, die mit der mehr kristallinen Dolomitmasse des eigentlichen Mendoladolomits verschmolzen sind.

Kurz muß noch auf die ursprüngliche Anwendung des Ausdruckes „Mendoladolomit" in der alpinen Literatur eingegangen werden. Richthofen hat den Namen in seinem bekannten Werk über den westlichen Teil der Dolomiten eingeführt. Er bestimmt ihn durch klare und enge Grenzen, die im wesentlichen mit denen zusammenfallen, welche nachher von Mojsisovics und in allen späteren Arbeiten über das Gebiet angewendet wurden. An der Mendel bei Bozen selbst aber, von der Richthofen den Namen entlehnt hat, gab seine Deutung Anlaß zu schweren Zweifeln. Seit Gümbels Zeiten war man darüber sehr unsicher, welches eigentlich die Dolomithorizonte an der Mendel seien, denen Richthofen den Namen beilegen wollte, und ob der Mendeldolomit, wie er ihn in den westlichen Dolomiten beschrieben hatte, wirklich derselbe Horizont sei, wie der Dolomit von der Mendel.

Die von Gümbel gegebenen Profile der Mendel, die als die klassischen des Gebietes angesehen werden, belegten das Auftreten eines besonderen Horizontes von Mendeldolomit. Er hat vier Profile beschrieben; in allen erkannte er die folgenden Unterabteilungen:

7. Wohlgeschichteter Dolomit mit *Megalodon complanatus* und *Turbo solitarius*: Hauptdolomit der Obertrias.

6. Rote Raibler Schichten, örtlich auch Tuffe und Mandelsteine.

5. Hauptmasse der hellen Dolomite, die dieselben Gyroporellen wie am Schlern enthalten. Sie beginnen etwa 80 bis 100 *m* über Horizont 1 und setzen sich bis zum Mendelhotel hinauf fort.

4. Grüne oder rötliche, harte, mergelige Dolomitbänke, gelegentlich mit Kieselknollen und mit vielen schlechterhaltenen Versteinerungen. Nach Gümbel vertritt dieses Schichtenglied die Wengener Schichten.

3. Wohlgeschichteter, weißer Dolomit mit *Gyroporella pauciforata*, 30—40 *m*.

2. Wohlgeschichteter, dunkel gefärbter Dolomit, der oft eine Art Breccie mit weißer dolomitischer Grundmasse bildet. Häufig enthält er Hornstein und Krinoiden.

1. Pflanzen führende „Campiler Schichten".

Die im Schrifttum allgemein angenommene Deutung dieser Schichtenfolge ist, daß Nr. 2 den unteren Muschelkalk vertritt, Nr. 3 den Mendoladolomit, Nr. 4 und 5 die Wengener-Cassianer Schichten und den Schlerndolomit.

Koken[1] sprach die Meinung aus, daß das Schichtenglied Nr. 5 nur Dolomit von Wengener Alter vorstelle und deshalb nicht Schlerndolomit genannt werden solle. Diese Ansicht führt in Kokens Arbeit dazu, Nr. 5 unter die allgemeine Bezeichnung „Mendelkalk" einzuschließen, ein Vorgang, der — wenn von anderen befolgt — die Terminologie noch mehr in Verwirrung bringen müßte. Wir haben ja schon eine Anzahl von Namen, die örtliche Verschiedenheiten ausdrücken, wie „Schlerndolomit, Marmolatakalk, Esinokalk" (vgl. a. a. O., S. 561).

Ich hatte Gelegenheit, mir die Untersuchung von Handstücken des Mendoladolomits zu sichern, die von Loretz gesammelt und beschriftet waren. Auch konnte ich in München eine beträchtliche Zahl von Diploporenexemplaren verschiedener Horizonte vergleichen. Sie alle enthielten *Diplopora annulata* Schafh. Eines trug die Aufschrift „Schlerndolomit hinter dem Mendelhotel", andere „weißer Dolomit" und „tiefe Horizonte". Ich hatte erwartet, vielleicht *Diplopora annulatissima*, ganz sicher aber *Physoporella pauciforata* zu finden. Doch war nur *Diplopora annulata* vorhanden, auch aus dem „tiefen" Horizont, Nr. 3 im oben angegebenen Profil entsprechend. Die Handstücke bewiesen eine auffallend weite vertikale Verbreitung dieser typischen Algenart des Schlerndolomits, von Nr. 3—5 im Profil.

In der Langkofelmasse an der NO-Wand wird die Unterlage der ganzen Schlerndolomitentwicklung durch einen Teil der oberanisischen Stufe gebildet, die aus dunklen Mergeln, Kalken und dolomitischen Breccien besteht. Es kann recht wohl sein, daß der Horizont Nr. 2 des Mendelprofils ebenfalls eine Fazies der *Trinodosus*-Zone vertritt, einschließlich jener oberen Bänke, in denen am Langkofel und in Sora Freina zusammen mit *Diplopora annulatissima* Echinodermenreste und Hornsteinknollen auftreten. In diesem Falle würde Nr. 1 wahrscheinlich zu den Pflanzen führenden Schichten gehören, von denen oben gezeigt wurde, daß sie einen wichtigen Bestandteil der Schichtenfolge des unteren Muschelkalks ausmachen.

Zweifellos zeigen die oben dargestellten Profile in Fassa, Gröden und Enneberg rasche Übergänge von einer rein dolomitischen Fazies, die fast die ganze Mächtigkeit des alpinen oberen Muschelkalks (*Trinodosus*-Zone) vertritt, zu einer gemischten Fazies. Bituminöse Mergel, Kalke und Dolomite haben in Enneberg im Niveau der liegenden und hangenden Teile der südlichen Dolomitfazies die dolomitische Entwicklung verdrängt und sind zu dem Hauptbestandteil der ganzen Schichtenfolge des oberen Muschelkalks geworden.

b) Bituminöse obere Zone.

Grenzzone der anisischen Stufe, mit *Diplopora annulatissima* (= untere Buchensteiner Schichten in den Arbeiten von Mojsisovics).

Einleitung.

In meiner Arbeit über die Langkofelmasse[2] habe ich zum erstenmal auf eine kleine Gruppe „dunkler, spröder, dolomitischer und bituminöser Kalke" aufmerksam gemacht, in denen Algen auftreten, ferner auf „blaue oder bläulichgraue Echinodermenkalke oder dolomitische Kalke mit Stylolithen", die in diesem Gebiet unmittelbar über dem Mendola-

[1] Koken, „Südtirol", 1911, S. 565.

[2] Ogilvie Gordon, „The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites" (Transact. Edinburgh Geol. Soc., Vol. 9, Special Part, 1910), p. 6.

dolomit folgen. Soweit sie von früheren Geologen überhaupt beobachtet wurden, zählte man sie zu den Buchensteiner Schichten. Die Ähnlichkeit dieser Schichtengruppe mit gewissen Gesteinen des oberen Muschelkalks in Nordtirol schien mir so groß, daß ich sie zum oberen Muschelkalk anstatt zu den Buchensteiner Schichten stellte. Ich behandelte den Mendeldolomit als die Hauptmasse des „alpinen Muschelkalks" und jene Gruppe als einen oberen oder Grenzhorizont. Wenn gegenwärtig der Mendeldolomit allgemein als Vertreter des alpinen oberen Muschelkalks angesehen wird, ist es nichtsdestoweniger sicher, daß jene höheren Horizonte noch zu derselben Stufe gehören.

Im Sommer 1907 fand ich in dieser Schichtengruppe eine Anzahl von Algenhorizonten, u. zw. auf der Nordseite des Langkofels am Fuße der Dolomitwand und an mehreren Stellen in dem Hügelland nördlich und südlich des Langkofels. Die Algen traten manchmal in den bituminösen, plattigen Kalken oder Dolomiten auf, manchmal in den blaugrauen, dolomitischen Kalken und in den Hornsteinkalken. Die Exemplare von diesen verschiedenen Fundorten sandte ich zusammen mit Algen von anderen Horizonten an den seither verstorbenen Professor Rothpletz, damals Direktor der Staatssammlung in München, und bat ihn, die Arten zu bestimmen. Wie allgemein bekannt ist, hatte Professor Rothpletz sich in mehreren Veröffentlichungen mit fossilen Algen beschäftigt. Er interessierte sich sehr für das Material und besuchte im nächsten Jahr zusammen mit mir den Langkofel nebst zwei anderen Fundstellen, um das Auftreten der Algen an Ort und Stelle zu untersuchen. Dünnschliffe wurden angefertigt, aber Professor Rothpletz fand, daß die Arten im Langkofelgebiet nicht bekannt seien und als neu beschrieben werden müßten. Er riet mir, in meine Langkofelarbeit keine Beschreibung aufzunehmen, da eine genaue Untersuchung notwendig sei und diese besser in ein besonderes Werk passen würde.

Dieses Werk wurde jedoch nicht verfaßt. Im Jahre 1925 sah ich in München die Aufsammlungen von 1907 bis 1908 und die damals angefertigten mikroskopischen Schliffe nochmals durch. Ich ließ viele weitere Schliffe machen und bestimmte nun diese und andere Algen. Die Stücke vom Langkofel gehören hauptsächlich zu der Art *Diplopora annulatissima*, die Pia[1] im Jahre 1920 für Algen von den Mythen in der Schweiz aufgestellt hat. Aus andern Fundorten in den verschiedenen Horizonten bekam ich von Algenexemplaren außer *D. annulatissima* auch *Teutloporella herculea, Diplopora annulata* und *Physoporella pauciforata* (vgl. Heft 2. S. 74—76).

Es ist nicht zu viel gesagt, daß neun Zehntel der Algenhandstücke, die ich in diesem Gebiet aufgesammelt habe, mit *Diplopora annulatissima* erfüllt sind. Ich bin deshalb der Ansicht, daß dieser Horizont bituminöser Kalke, den ich im Jahre 1910 als die obere Grenze des oberen alpinen Muschelkalks (*Trinodosus*-Zone) ausschied, in der Stratigraphie der Dolomiten als eine besondere paläontologische Zone festgehalten werden muß.[2]

Das Auftreten der *Diplopora annulatissima* Pia an den verschiedenen Fundstellen.

Sora Piciulei, Südseite des Grödener Tales.

Als typische Lokalität möchte ich die Almwiesen von Sora Freina und Sora Piciulei nennen, wo die Serie Mendeldolomit—bituminöser Dolomit—Buchensteiner Schichten in normaler, ungestörter Folge zu sehen ist. Es ist jedoch viel weniger leicht, die Algen hier zu finden als an der Stelle unter dem Langkofel.

Ein guter Fußweg führt von der Fischburg (1492 *m*) nach OSO zu einem aufragenden Felsen, der aus Mendoladolomit besteht und sich zu einer Höhe von etwa 1900 *m* erhebt. Der Dolomit zieht als eine steile Wand NNW—SSO, oberhalb derer die Hochwälder und Almwiesen von Sora Piciulei und Sora Freina sich nach O erstrecken. Über dem Mendeldolomit folgt ein dünnschichtiger, bituminöser Dolomit, der von dünnen, kristallinen Kalzit- und Dolomitadern durchsetzt ist. Das Gestein ist kompakt, feinkörnig und spröd. Seine Mächtigkeit beträgt nur einige Meter. Nordostwärts vom Gipfel des Mendeldolomitfelsens geht der bituminöse Dolomit in dünngebänderten, dunkleren und helleren, dolomitischen und tuffigen Kalk über. Weiter im Hangenden folgen graublaue Kalke mit Bändern und Knollen von Hornstein. Sowohl der dolomitische Kalk als auch der Hornsteinkalk enthält gelegentlich kleine Gastropoden und Brachiopoden, vor allem aber Bänke voll von *Diplopora annulatissima*. Einige Meter weiter oben sind dickgeschichtete Kalke mit Stylolithen und zahlreichen Echinodermenresten — Stacheln und Schalenbruchstücken — vorhanden. Diese Kalke sind sehr hart; manchmal kann man einen gelegentlichen Fleck von Algen in ihnen sehen.

Die ganze Serie ist nicht mehr als 8—10 *m* mächtig. Sie wird durchsetzt und ungleichförmig bedeckt von einem Lagergang des Augitporphyrits. Nur hie und da sind in der Wiese kleine Aufschlüsse zu sehen. Bei der späteren Untersuchung erwiesen sich die Gastropoden als winzige, glattschalige Naticas und die Brachiopoden als kleine Waldheimien und Rhynchonellen.

Südlich dieses Gipfelgebietes, jenseits einer südwärts gerichteten Flexur findet sich ein zusammenhängender Aufschluß von etwa 20 *m* Höhe. Hier stehen über den Diploporen- und Echinodermenkalken weitere dünnschichtige, dunkle, mehr oder weniger bituminöse Kalke und Schiefer an. Sie führen gelegentlich Pflanzenreste, kohlige Bruchstücke von Stengeln und kleinen Blättern. In den höheren Teilen dieser Gruppe gibt es wieder eingeschaltete Linsen und dünne Bänke von dolomitischem Kalk mit Algen, auch einige Lagen mit Echinodermenresten oder mit reichlichen Hornsteinknollen.

Die bituminöse Gruppe wird überlagert von knolligen, blaßgrauen, dickschichtigen Kalken mit Hornsteinen vom typischen Aussehen der Buchensteiner Kalke. Augitporphyrit liegt unkonform auf verschiedenen Horizonten und entsendet Apophysen in sie.

[1] Pia, vgl. Anm. S.

[2] Ogilvie Gordon, „Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet" (Verhandl. der geolog. Bundesanstalt 1925), Nr. 11, S. 192. In diesem kurzen Bericht wurde auch *Macroporella dinarica* erwähnt. Dieser Fund hat sich aber nicht bestätigt, die genaue mikroskopische Untersuchung hat die betreffenden Exemplare als *Diplopora annulatissima* nachgewiesen.

Ciamp de Pinōi, zwischen Sora Piciulei und Langkofel.

Auch die Kalke an der Nordkante der höheren Bergwiesen von Ciamp de Pinōi enthalten Bänke mit *Diplopora annulatissima*. Die Schichten sind hier jedoch gefaltet und sehr stark von Gängen und Lagergängen des Augitporphyrits sowie von den sie begleitenden vulkanischen Breccien zerschnitten. Die allgemeine Schichtenfolge läßt sich am Col de Stravertie oder der Südwand unter den Wiesen feststellen. An der Basis liegen Schollen von gebanktem Mendeldolomit, die in den Sätteln kleiner Falten erhalten sind. Darüber folgt eine dünne Gruppe geschichteter, bituminöser Dolomite. In ihrem Hangenden liegen etwa 3 *m* plattige, blaugraue Kalke mit Hornsteinknollen; in diesem Schichtenglied treten die Algen auf. Die nächste Gruppe ist eine wohlentwickelte Reihe von sandigen Kalken, die manchmal von Krinoidenstielgliedern ganz erfüllt sind. Seltener trifft man kleine Gastropoden und Brachiopoden. Dieses Gestein geht nach oben über in eine Wechsellagerung dunkelgrauer, poröser Kalke, kalkiger Breccien und schwarzer, bituminöser Hornsteinkalke mit Krinoidenresten, gelegentlich auch mit Fischzähnen und Fischschuppen. Die höheren Bänke schließen sandige, plattige Kalke mit *Diplopora annulatissima* und dunkle Schiefer mit kleinen Pflanzenstückchen ein. Im Hangenden folgen die Buchensteiner Kalke mit Hornsteinkonkretionen und grünen Tuffen, dann eine mächtige Masse von Tuff-Kalk-Breccien und groben Tuff-Kalk-Konglomeraten. In den höheren Teilen der Tuffserie treten auch Bänke feiner, kalkiger Breccie, regelmäßig gebankter kieseliger Kalke und weißer Kalke auf. In diesen kommt *Diplopora annulata* vor, und Reste von Stockkorallen sind häufig. Die Augitporphyritlaven der obersten Felswände in Ciamp de Pinōi überlagern konkordant die erwähnte gemischte Gruppe von Tuffen und Kalken.

In meinem früheren Werk über das Langkofelgebiet habe ich die ganze eruptive Schichtenfolge zu den Buchensteiner Schichten gezählt statt zu den Wengener Schichten, wie es früher geschah. Die Gesteine zwischen dem Mendeldolomit und den Knollenkalken trennte ich von den Buchensteiner Schichten und stellte sie als höchsten Horizont des alpinen oberen Muschelkalks der bituminösen Gruppe von Sora Piciulei gleich. Die mikroskopische Bestimmung der Algen dieses Gesteins als *Diplopora annulatissima* hat meine früher im Feld gewonnene Auffassung von der Zusammengehörigkeit der Schichten beider Fundorte bestätigt und die oben dargelegte stratigraphische Anordnung gestützt.

Das Auftreten der Kalkbreccien im oberen Muschelkalk der Felswand unterhalb Col de Stravertie bildet ein wichtiges Verbindungsglied zwischen dieser Almfläche und den Schichten an der Basis des Langkofels auf der anderen, das heißt südlichen Seite von Ciamp de Pinōi.

Langkofelmasse (Nordseite und Nordostecke der Gruppe).

Dieselbe Algenart, *Diplopora annulatissima*, tritt in dem Hauptaufschluß der Überschiebung am Fuß der Dolomitwand des Langkofels auf. Sie findet sich hier zahlreich in mehreren Bänken der dunklen, bituminösen, sandigen Kalke. Die Art, wie sie auswittert, zeigt Pal. Taf. X, Fig. 5. Die Schichten, die sie enthalten, haben gewöhnlich eine Dicke von 20 bis 30 *cm* und wechsellagern mit dünnplattigen, bituminösen, mergeligen Schiefern. Die ganze Gruppe der bituminösen Algenkalke ist etwa 3 bis 3½ *m* mächtig. Die mergeligen Schiefer schließen einige schwarze Lagen ein, in denen kohlig erhaltene fossile Pflanzenbruchstücke vorkommen.

Über dieser Gruppe folgen etwa 3 *m* dünngeschichtete, bituminöse Kalke mit etwas Hornstein, dann 1½ *m* dunkler, bituminöser, braun und schwarz gebänderter Dolomit. Die nächsthöheren Gesteinslagen sind grünliche Mergel und blaßgrauer, knolliger, hornsteinreicher Dolomit. Sie ruhen auf den tieferen Schichten mit einer leichten Diskordanz. Der knollige Dolomit geht oben in Schlerndolomit über, der zuerst noch eine grobe Bankung zeigt. Die knollige Beschaffenheit des Dolomits an der Basis deutet an, daß es sich um eine dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten handelt. Dies wird auch durch die Vergesellschaftung mit grünen Tuffen von der Art der *Pietra verde* bestätigt. Gleichzeitig kann der Dolomit aber als Schlerndolomit im weiteren Sinn betrachtet werden, denn er steht mit dessen Hauptmasse in unmittelbarem senkrechten Zusammenhang. Auch wurde die leitende Algenart des Schlerndolomits, *Diplopora annulata*, an der nächsten vorspringenden Ecke westlich des Aufschlusses und in entsprechend tiefen Teilen des Dolomits nächst dem Langkofelkar gefunden.

Die Anwesenheit der *Diplopora annulatissima* in den bituminösen Kalken beweist, daß dieses Gestein zu demselben hohen Horizont des oberen Muschelkalks gehört, der in den Profilen von Ciamp de Pinōi und Sora Piciulei aufgezeigt wurde. Es liegt hier, wieder mit leichter Diskordanz, auf hellen, sandigen und knolligen Kalken von etwa 5 *m* Dicke. Darunter kommen 10 *m* einer Wechsellagerung feiner und grober Kalkbreccien und dunkelblauer, kalkiger oder bituminöser Schiefer mit kleinen schwarzen Pflanzenstückchen. Noch weiter unten stehen 5 *m* grauen oder blaßrötlichen, meist orangefarbig oder braun verwitternden, dickgebankten, dolomitischen Kalks an. Darunter ist in einigen Stellen ein grober Breccienkalk, worin die Einschlüsse aus etwas härterem Kalk als die Bindungsmasse bestehen.

Diese ganze Schichtenreihe von der Basis der dolomitischen Kalke bis zu den grünen Tuffen und knolligen Dolomiten der Buchensteiner Schichten ist etwa 26 *m* mächtig. Es handelt sich um eine gemischte Fazies der oberanisischen Stufe, die in gestörter Lage auf älteren Schichten liegt. Vom typischen Mendeldolomit gibt es nichts, aber vielleicht vertritt der geschichtete dolomitische Kalk z. T. diesen Horizont. Letzterer kann auch wegen ursprünglicher Schwankungen und Transgressionen teilweise fehlen. Die Breccien, die darüber folgen, enthalten große, meist eckige Kalkstücke, die unter verschiedenen Neigungswinkeln in einer feinen kalkigen Grundmasse liegen. Die nächsthöheren Breccien sind von mehr konglomeratischer

[1] Ogilvie Gordon, a. a. O., 1910, S. 34.

Beschaffenheit und wechsellagern mit Schiefern. Aber etwa 4 *m* darüber erscheint wieder eine Breccie mit teilweise großen Komponenten; andere sind klein und das Ganze ist unregelmäßig verteilt in einer kalkigen Grundmasse von demselben Aussehen wie die eingeschlossenen Bruchstücke.

Die Stücke müssen von Gesteinen in der unmittelbaren Nachbarschaft stammen, wahrscheinlich von Mendolakalkgesteinen und geschichteten oberen Horizonten der vorhergehenden Schichten, u. zw. von einem südlich anschließenden Teil des Meeresbodens, wo sie durch Krustenbewegungen terrassenartig gehoben worden waren.

Diese Breccien treten im selben Horizont auf wie die von Ciamp de Pinōi, aber letztere sind viel feiner, und die eingeschlossenen Stücke sind mehr gerundet.

Die Algenbänke mit *Diplopora annulatissima* erscheinen zuerst als Einschaltungen zwischen den feineren Breccien. Am besten entwickelt sind sie aber über der höheren Lage der groben Breccien. Sie bilden hier zusammenhängende Bänke, die mit fossilleeren Schiefern wechsellagern. Die Art des Auftretens zeigt, daß die Absatzbedingungen sehr stark schwankten. In ihrem höheren Teil wechsellagern die Diploporenkalke mit den bituminösen, Pflanzen führenden Schiefern.

Die geschichteten Kalke und Schiefer an der Basis des Langkofels werden selbst durch eine wenig geneigte Schubfläche zerschnitten. Die Breccien liegen inkonform auf verschiedenen Horizonten älterer Schichten, die stark gefaltet und sehr zerklüftet und zerquetscht sind. Die höchsten Lagen der gefalteten Gesteinsgruppe enthalten gewisse dünne sandige Kalke und Mergel mit kleinen, unbestimmbaren Gastropoden von zweifelhaftem Alter. Der Hauptsache nach besteht jene Gruppe aber aus plattigen Kalken, die dicht mit Glimmer bestreut sind und *Pseudomonotis austriaca* führen, also obere Werfener Schichten sind.

An der erwähnten Schubfläche ist eine bedeutende Bewegung erfolgt. Ein paar Meter tiefer wird sie von einer zweiten begleitet. Unter dieser folgt ein Mylonit aus Mendeldolomit und zerquetschten Stücken von unteren Werfener Schichten mit *Pseudomonotis Clarai*, der gegen das Liegende zu in zerdrückten Mendeldolomit übergeht.

Oberhalb der beiden Hauptschubflächen haben die Schichten ihre normale Reihenfolge beibehalten, obwohl sie auch hier von untergeordneten Störungen betroffen sind. Trotz der Störungen zeigt dieses Profil, daß unter dem Schlerndolomit im weiteren Sinn mit *Diplopora annulata* ein Horizont bituminöser Kalke eingeschaltet ist, der *Diplopora annulatissima* als Leitfossil führt. Weiter nach O, unterhalb der Hauptschubflächen, liegen dunkle Kalke mit *Diplopora annulatissima* konkordant auf einer guten Entwicklung des Mendeldolomits.

Nach W, indem ich dem Fuß der Wände folgte, fand ich ein oder zwei Stücke mit *Diplopora annulatissima* im Schutt und dasselbe Fossil im Anstehenden an folgenden Stellen:

1. in einem kleinen Aufschluß des bituminösen Kalks an der Basis des Dolomits nächst der „I Strentsch"-Ecke.

2. in hellem Dolomit, der an der Nordwestkante des Langkofels in der Felsmasse der Pela dei Mori oberhalb des Mendeldolomits ein Band bildet. Im untersten Teil des Schlerndolomits oberhalb der Pela dei Mori fand ich gelegentlich der Exkursion mit dem seither verstorbenen Professor Rothpletz *Diplopora annulata*; ebenso auch in den untersten Bänken des Schlerndolomits weiter westlich am Plattkofel, ziemlich nahe dem Langkofelkar. Dieses Auftreten der *Diplopora annulata* in den tiefsten Lagen des Schlerndolomits zeigt, daß sie die *Diplopora annulatissima* schon in den Buchensteiner Horizonten ersetzt, u. zw. sowohl in der dolomitischen Fazies als auch in gemischten Ablagerungen von Ciamp de Pinōi. Der Wert der *Diplopora annulatissima* als Leitfossil einer ganz bestimmten stratigraphischen Zone tritt dadurch noch deutlicher hervor.

Col Rodella.

Dieselbe Algenart des Muschelkalks findet sich auf der Südseite des Sellapasses wieder, nächst dem neuen Weg nach Campitello, in einer kleinen Gruppe dolomitischer Kalke etwa 25 *m* unterhalb der „Forcella" oder des Passes (Kote 2308) und nordwestlich von P. 2367 in der Gipfelmasse der Rodella. Die Kalke werden im Liegenden durch die Rodellaschubfläche abgeschnitten und stoßen gegen höhere Teile des unteren Muschelkalks. Die Schichtenreihe ist folgende:

4. Augitporphyrit und Tuffe.

3. Blaßgraue Kalke mit Echinodermenresten usw., von denen Bruchstücke auch in der Breccie Nr. 2 enthalten sind. Diese teilweise dolomitischen und sandigen Kalke bilden eine linsenförmige Masse von etwa 5 *m* größter Dicke, die gegen den Bach zu auf etwa 15 *m* Länge aufgeschlossen ist. Der tiefste Teil des Gesteins enthält zahlreiche Seeigelstacheln, ganz unten verwittert es gelb und wird mylonitisch. Die Schichtung ist wenig deutlich. Algen treten in dem Echinodermenkalk auf. Gewisse Algenlagen unmittelbar über ihm verwittern bräunlich und sehen wie ein sehr feines Netzwerk aus. Der Erhaltungszustand ist viel weicher und zerbrechlicher wie unter Langkofel und am Sora Piciulei. Das Hauptlager der *Diplopora annulatissima* ist etwa 3 *m* über der Basis in blaßgrauen Kalken.

2. Mylonit-Breccie, bestehend aus bis kopfgroßen Stücken von Augitporphyrit mit Augitkristallen und reichlich Feldspat; aus wechselnd großen Stücken von Kalk, meist aus dem unteren Muschelkalk; blaßgrauen Kalkstücken voll Seeigelstacheln usw.; Bruchstücken von mylonitischem, dunkelbräunlichgelbem Kalk; das Ganze in einer mylonitischen Grundmasse. Mächtigkeit etwa 2 *m*.

1. Graue, mergelige, stark verbogene, gequetschte und veränderte Kalke. Sie vertreten den oberen Teil des unteren Muschelkalks, der sich hangabwärts fortsetzt.

Die Art des Auftretens der Algen im Horizont 3 erinnert sehr an die Algengesteine der Aufschlüsse von Sora Piciulei, aber die Gesteinsfazies ist mehr kalkig.

Ein weiteres Vorkommen der *Diplopora annulatissima* im Bereich der Rodella entdeckte die Verfasserin im SO. im „Sass d'Arbacia"-Gebiet, auf den höheren Felsen. Sie tritt hier in bituminösen Schiefern und Kalken an der Basis der knolligen und hornsteinreichen Buchensteiner Kalke oberhalb Sora Creppa auf. Auch hier werden die Algenbänke im Liegenden durch eine Störung abgeschnitten und stoßen gegen obere Werfener Schichten.

Nordhang des Sass da Saliceng in Fassa.

Ein sehr interessantes Vorkommen des Algenhorizontes fand ich auf dem Nordhang der Buffauremasse, gegenüber dem Dorf Alba, oberhalb der Mendeldolomitwand, über die ein Wasserfall herabkommt. Proben davon wurden zusammen mit den anderen im Jahre 1907 nach München geschickt. Das Gestein, in dem die Algen hier auftreten, ist eine poröse, dolomitische Rauhwacke von blaßgrauer Farbe, in die der Mendeldolomit in seinen hangendsten Teilen übergeht. Die Rauhwacke ist stellenweise von den Algen ganz erfüllt, aber diese sind umkristallisiert und geben selten gute mikroskopische Schliffe. Gelegentlich zeigen sie aber doch recht vollständig ihre Struktur. In der Art ihrer Erhaltung erinnern sie sehr an die aus der dolomitischen Fazies der Pela dei Mori unterhalb des Langkofelkars.

Über der Rauhwacke liegt eine etwa 3 *m* mächtige Gruppe von groben, rötlichen oder grauen, kalkigen Konglomeraten. Folgt man diesen ein Stück weit gegen N, wo mehr von dem Gestein unterhalb der Störungsfläche erhalten ist, so sieht man, daß sie von etwa 4 bis 5 *m* dunkelblauer, bituminöser Kalke mit kleinen Pflanzenstückchen überlagert werden. Diese werden gegen oben heller, mehr sandig und tuffig. Es folgt ein ungewöhnlich feines, rötliches und weißes Konglomerat von nicht ganz $^1/_2$ *m* Mächtigkeit, das mit weißem, kristallinem Kalk vom Aussehen des Marmolatakalks wechsellagert.

Das feine Konglomerat besteht aus kleinen runden Scheiben von dichtem Kalk, die durchschnittlich nicht mehr als $^1/_2$—1 *cm* im Durchmesser haben und blaßrötlich oder reinweiß gefärbt sind. Sie sind in einem feinen, weißen, dolomitischen Mergel dicht zusammengelagert. Ich habe dieses Gestein nirgends sonst in der Umgebung beobachtet. Am meisten ähneln ihm noch die feinen, weißen Breccien in den oberen Buchensteiner Bänken von Ciamp de Pinöi. Hie und da kamen Algen in dem Konglomerat und dem Kalk vor. Einige waren ganz und — wie sich zeigte — gut erhalten. Die Arten in den von mir aufgesammelten Handstücken sind *Teutloporella herculea* und *Diplopora annulata*. Beide sind ladinische Formen und finden sich im Marmolatakalk des Gebietes weiter im W. An der beschriebenen Stelle treten sie wenige Meter oberhalb der dolomitischen Rauhwacke mit *Diplopora annulatissima* auf. Die ganze Schichtenfolge wird von dem Bruch schräg abgeschnitten. Auf seiner anderen Seite steht entweder unterer Muschelkalk oder Augitporphyrit und Tuff an.

Das Auftreten der Algenart *Diplopora annulatissima* in Kalken an so vielen verschiedenen Stellen innerhalb des Gebietes von Gröden und Fassa macht sie zu einem Leitfossil in den Dolomiten.

Außer der großen Ähnlichkeit der eingeschalteten Echinodermenkalke mit denen des oberen Muschelkalks in Nordtirol haben noch mehrere andere Überlegungen mich dahin beeinflußt, diesen Horizont dem alpinen Muschelkalk und nicht als einen Teil der Buchensteiner Schichten der ladinischen Stufe zuzuweisen. Da ist zunächst die bituminöse oder dolomitische Beschaffenheit des Gesteins zu nennen, ein Merkmal, das in dem ganzen mir bekannten Bereich der Dolomiten besonders bezeichnend für den Muschelkalk ist. Die oben gegebenen Profile durch den unteren und oberen Muschelkalk weisen dies reichlich nach. Entweder wiegt eine der Fazies vor oder sie treten wechsellagernd auf.

Ein weiterer Punkt ist die Natur der eingeschlossenen Fossilien. Diese zeigen wenig Spuren einer gewöhnlichen marinen Fauna, sondern beschränken sich auf Echinodermen und einige ärmliche Mollusken und Brachiopoden. Dagegen kommen kohlige Pflanzenreste und Algen häufig vor. Die bituminösen Pflanzenschiefer sind von gewissen Gesteinen der höheren Teile des unteren Muschelkalks fast nicht auseinanderzukennen. Ein Unterschied besteht darin, daß die Pflanzenschiefer des obersten Muschelkalks stellenweise mit Hornstein führenden Kalken wechsellagern, die man als Vorläufer der bezeichnenden Buchensteiner Kalke ansehen kann. Doch zeigt sich in diesen eingeschalteten Kalken keine Andeutung der reichen Ammonitenfauna und der großen Individuenmenge von *Daonella*, die in den Kalken der Buchensteiner Schichten auftreten. Die einzigen Daonellenarten, die ich im oberen Muschelkalk fand, sind *Daonella Sturi* und *Daonella Parthanensis*. Einige wenige Ammoniten sind recht schlecht erhalten.

Schließlich ist die bituminöse Gesteinsgruppe wesentlich ein Schichtenglied von stark wechselnder fazieller Beschaffenheit, was auf wechselnde Absatzbedingungen hindeutet. In der nächsten Stufe dagegen ist das Hauptmerkmal die Entwicklung einer ziemlich massiven und gleichmäßigen Folge knolliger und plattiger Kalke in feiner Wechsellagerung mit grünen Tuffen.

Das Fehlen dieser grünen Tuffe in der bituminösen Gruppe ist ein wichtiges Merkmal, wenn man ihre weite Verbreitung in dem nächstfolgenden Schichtenglied bedenkt. Nur etwas feine, braune Tuffe sind stellenweise eisenschüssigen, gebänderten Schiefern der höchsten Horizonte des Muschelkalks beigemischt.

Bedeutsam ist auch die Überlegung, daß in den nächsthöheren Schichten der kalkig-dolomitischen Fazies *Diplopora annulata*, die typische Diplopore des Schlerndolomits, erscheint, aber niemals mit *Diplopora annulatissima* vergesellschaftet ist. Diese Horizonte entsprechen zeitlich den knolligen Buchensteiner Schichten.

Alle diese Gründe deuten darauf hin, daß die besprochene bituminöse und dolomitische Gesteinsgruppe in die anisische Stufe (*Trinodosus*-Zone) zu stellen ist und daß die Untergrenze der ladinischen Stufe in das Niveau des ersten Eindringens der grünen Tuffe in das südliche Meer gelegt werden muß. Gleichzeitig begann in diesem Gebiet der Absatz der knolligen und plattigen, hornsteinreichen Kalke oder der sie vertretenden dolomitischen Gesteine.

Nachdem ich diese bituminöse Gesteinsgruppe in den Dolomiten als das höchste Glied des alpinen Muschelkalks ausgeschieden hatte, wies Frauenfelder[1] in den Luganer Alpen einem Schichtenglied dieselbe stratigraphische Stellung an, das lithologisch sehr ähnlich entwickelt, aber viel stärker bituminös zu sein scheint. Er nennt es eine bituminöse „Grenzzone".

Die Rosengarten- und Vajoletdolomitmasse.

In dieser Berggruppe geht der Mendoladolomit gegen oben in geschichtete, oft sogar dünnplattige, dolomitische Schiefer und sandige Mergel über. Darüber folgen knollige, hornsteinreiche Kalke der Buchensteiner Schichten. Die Schiefer entsprechen zeitlich der bituminösen Gruppe in den anderen Teilen von Fassa. Ihre Fazies ist eine dolomitisch-mergelige. Auf der geologischen Karte sind sie von den Buchensteiner Schichten nicht getrennt, denn die geringe Fläche, die sie inmitten der Dolomitsteilwände einnehmen, macht es unmöglich, für sie eine besondere Signatur einzuzeichnen.

Secedagipfel.

Der Gipfel der Seceda besteht aus dickgeschichteten, knolligen, Hornstein führenden Buchensteiner Kalken. Unter ihnen folgt eine mehr plattige Gesteinsmasse. Etwa 12 *m* dünner, spaltbarer, dunkelblauer Schiefer schaltet sich zwischen die plattigen Kalke und den Mendeldolomit ein.

Der alleroberste Teil, etwa $^3/_4$ *m*, des Mendeldolomits zeigt sich geschichtet. Darüber folgen 8 oder 9 *m* schwarzer oder braun- und schwarzgebänderter, bituminöser Kalke mit kleinen zerbrochenen Pflanzenresten. Ihre oberen Teile werden weniger bituminös. Hier fanden sich ein kleiner Ammonit und zwei kleine Brachiopoden. Sie sind nicht gut erhalten. Der Ammonit hat einen Durchmesser von etwa 48 *mm* und stimmt mit *Ceratites brembanus* Mojsisovics überein, einer Art aus der Verwandtschaft des *Ceratites trinodosus*. Auf dem Westhang fand sich in diesem Horizont *Daonella Sturi*. Im übrigen erwies sich die Gruppe — abgesehen von den ärmlichen Pflanzenresten — trotz sorgfältigen Suchens als fast fossilleer. Bryozoen und Foraminiferen kommen in Dünnschliffen öfter vor.

Die Schiefer werden von bituminösen Kalken mit kleinen Hornsteinknollen überlagert. Diesen sind eisenschüssige Schiefer eingeschaltet. 3 oder 4 *m* höher oben sind die Kalke dicker geschichtet, heller gefärbt, und grüne Tufflagen erscheinen, ein Beweis, daß man sich in den Buchensteiner Schichten befindet. Algen wurden an dieser Stelle nicht gefunden. Die Fazies ist nicht dolomitisch.

Fermeda-, Geißler- und Medalgeskette.

In der Fermeda- und Geißlergruppe ist die Fazies in den unteren Bänken über eine gewisse Mächtigkeit dolomitisch. Gegen oben entwickeln sich dunkle Pflanzenschiefer. Zusammen mit den Buchensteiner Schichten bilden sie ein schmales Band über dem Mendeldolomit und unter dem Schlerndolomit. Ich habe es an mehreren Stellen untersucht und gefunden, daß die Einzelheiten in bemerkenswerter Weise übereinstimmten.

Das folgende Profil stammt vom Medalgeskamm, westlich des Villnöspasses.

Hangend: Knolliger Buchensteiner Dolomit mit Hornsteinen.

7. Plattiger, dünnschichtiger, dolomitischer Kalk mit Kalzitadern und unregelmäßigen Hornsteinbändern, wechsellagernd mit bituminösen Pflanzenschiefern . . . . . 1 *m*
6. Bituminöse Schiefer mit reichlicheren Pflanzenresten . . . . . 2 *m*
5. Dünne, linsenförmige Gruppe blaßgrauen Dolomits mit Spuren von Algenstruktur: unter dem Mikroskop sieht man Röhrchen, sie sind aber fast ganz verwischt, von kristallinen Bändern umgeben . . . . . 2·5 *m*
4. Dunkles, bituminöses, schiefriges Gestein mit kleinen inkohlten Pflanzenstückchen und gelegentlich mit langen, dünnen, ebenfalls kohlig erhaltenen Stengeln . . . . . 1 *m*
3. Rotgelb verwitternder, dünngebänderter, fossilleerer, dolomitischer Kalk . . . . . 1·25 *m*
2. Dünngeschichteter, dolomitischer Oolith. Dünnschliffe zeigen eine sehr vollkommene Oolithstruktur und manchmal Foraminiferen 0·75 *m*
1. Wohlgeschichtete Dolomitbänke . . . . . 1·5—2 *m*

Liegend: Mendeldolomit.

Der Buchensteiner Dolomit enthält einige Bänke groben Konglomerats, wie dies weiter unten (S. 36) beschrieben werden wird. Die Schichten unmittelbar über Horizont Nr. 7 bilden einen auffallenden Gegensatz gegen die dünnschichtige Gruppe darunter. Ihre Schichtung ist grob und unregelmäßig, sie sind von Hornsteinlinsen durchzogen, durchaus knollig und ohne bituminöse Lagen.

Identität mit den „unteren Buchensteiner" Schichten bei Mojsisovics.

Wie man aus den obigen Beschreibungen ersehen wird, erreichen die besprochenen Schichten im ganzen Fassa und Gröden nur eine beschränkte Mächtigkeit. Es scheint unzweifelhaft, daß Mojsisovics sie zu den Buchensteiner Schichten rechnete, da er angibt, daß diese auf Mendeldolomit aufliegen (l. c., S. 52 u. f.). Er sagt auch, daß die Buchensteiner Fazies knolliger Kalke mit Hornsteinkonkretionen gewöhnlich zwischen einer unteren und einer oberen Gruppe abweichender Fazies auftritt. Diese bestehe aus dunklen, gebänderten, tonigen Kalken. Die knolligen Kalke enthalten viele Ammoniten, die dunklen, gebänderten Kalke „führen in einzelnen Lagen herdenweise Daonellen. Seltener finden sich in ihnen Ammoniten, Posidonomyen, Fischschuppen und Pflanzenreste".

[1] Frauenfelder, „Die Geologie der Tessiner Alpen" (Ecl. Geol. Helv., Bd. 14, 1916).

Die untere Gruppe dunkler, gebänderter Kalke, die Mojsisovics so andeutet, entspricht der auf den vorhergehenden Seiten beschriebenen Schichtengruppe. Andere Geologen sind Mojsisovics in dieser Einteilung gefolgt. Es schien mir deshalb rätlich, in meiner geologischen Karte für die bituminöse Gruppe und die Buchensteiner Schichten dieselbe Farbe zu verwenden, jene aber durch eine besondere Signatur zu bezeichnen (wo immer der Raum es gestattete), so daß man sie erkennen kann. Die Obergrenze des Mendoladolomits in der Fassa-Grödenkarte kann auf diese Art genauer mit derselben Grenze auf den geologischen Karten von Mojsisovics und anderen verglichen werden.

Vergleich mit den „Dontschichten".

Ich kenne die von Diener beschriebenen „Dontschichten" nicht aus eigener Anschauung. Wie schon weiter oben (S. 24) auseinandergesetzt, ist der Name sehr allgemein für den unteren Muschelkalk in den Dolomiten verwendet worden. Doch scheint es, als ob die höchste Gruppe von Schiefern und Kalken in der Beschreibung der Schichtenfolge von Dont unserer oberen Muschelkalkgruppe von Kalken und gebänderten Schiefern entsprechen könnte. Und es ist sicher, daß der untere Muschelkalk, wie ich ihn beobachtet habe, nur den tieferen Horizonten in der ursprünglichen Beschreibung der „Dontschichten" entspricht. Der Name „Dontschichten" sollte also gemäß den obigen Beobachtungen, wenn er auf die Gesteine der Dolomiten angewendet wird, auch den ganzen oberen alpinen Muschelkalk umfassen, einschließlich der dunklen, gebänderten Schiefer, die bisher als untere Buchensteiner Schichten bezeichnet wurden.

Die nächste paläontologische Zone wäre dann die wohlcharakterisierte Zone des *Protrachyceras Reitzi*, die die Hauptentwicklung der knolligen „Buchensteiner" Kalke mit Hornsteinen umfaßt.

Im Gebiet von Gröden und Fassa sind die Buchensteiner Schichten gewöhnlich an denselben Stellen wie die bituminöse Gruppe des oberen Muschelkalks gut aufgeschlossen. An solchen Örtlichkeiten wurden sorgfältige Profile beider Schichtenglieder aufgenommen. Sie werden im nächsten Kapitel, zusammenhängend vom Mendoladolomit aufwärts, wiedergegeben werden. Dies wird den Leser in den Stand setzen, die vollständigen Profile mit denen zu vergleichen, die andere Geologen für die Buchensteiner Schichten einschließlich der gebänderten Schiefer und Kalke, die hier dem oberen Muschelkalk zugewiesen wurden, gegeben haben.

3. Ladinische Stufe.

A) **Buchensteiner Schichten** (Zone des *Protrachyceras Reitzi* Boeckh, im engeren Sinn).

B) **Obere Buchensteiner Schichten** (Zone des *Protrachyceras longobardicum* Mojsisovics).

Richthofens Definition der Buchensteiner Schichten.[1]

Richthofen wandte den Namen der „Buchensteiner Schichten" auf eine Serie von blaßgrauen, knolligen Kalken mit dunklen Hornsteinkonkretionen an, die man vom „Castello" oberhalb des Buchensteiner Tales im O bis zur Seiser Alpe im W verfolgen kann. Sein Profil der Pufler Schlucht am Nordhang der Seiser Alpe beschreibt die stratigraphische Folge im Hangenden des Mendeldolomits sehr eingehend. Da dieses Profil die Grundlage aller späteren Forschungen in dem Gebiete war, Richthofens Buch aber sehr selten ist, soll die Schichtenfolge hier zur Gänze angeführt werden, vom Mendeldolomit der Pufler Schlucht im N durch die Horizonte gemischter Schichten, die die Seiser Alpe bilden, bis zu dem Dolomit, der sich im S zum Schlern erhebt (l. c., S. 41, 42).

Richthofens Profil von Pufels und der Seiser Alpe.

(Die Mächtigkeiten sind von ihm in Fuß angegeben.)

22. Der Dolomit des Schlerns, der den Tuffen aufliegt.
21. Tuffe von wechselnder Mächtigkeit, aber nicht weniger als einige tausend Fuß. Sie enthalten gewisse abweichende Einschaltungen:
    d) In den höheren Horizonten und nur an einer Stelle ein Tuff mit Fossilien der Raibler Schichten.[2]
    c) Cassianer Schichten — mergelige, manchmal oolithische, grau oder braun verwitternde Kalke mit zahlreichen Fossilien, besonders in den höheren Lagen. Die volle Ausbildung der Cassianer Fauna wird auf der Seiser Alpe jedoch nicht erreicht.
    b) Cipitkalke — graue, harte und zähe, gelblichbraun verwitternde Kalke mit Korallenstöcken, Krinoidenstielen und Brachiopoden der Cassianer Schichten.
    a) Dünngeschichtete, schwarze Tuffe mit *Daonella Lommeli*, Ammoniten und kohligen Pflanzenstengeln. Man kann sie zu den Wengener Schichten rechnen.
20. Dünngeschichtete, fast schiefrige, schwarze, manchmal mehr mergelige, manchmal kalkige oder sandige Tuffe mit *Daonella Lommeli, Ammonites Aon, Ammonites globosus*. Die unteren Teile sind am Kontakt mit dem Porphyrit umgewandelt . . . . . 100 Fuß
19. Augitporphyrit-Lagergang . . . . . 200 Fuß
18. Dünngeschichtete, schwarze Tuffe . . . . . $2^1/_2$ Fuß
17. Konglomerat, ähnlich Nr. 9: eckige Bruchstücke von grauem Kalk sind durch Tuffmaterial verbunden . . . . . 5 Fuß
16. Unregelmäßige Wechsellagerung von *a—d*:
    d) Schwarzer, dickgeschichteter, kieseliger Kalk.
    c) Tuffsandstein.
    b) Gelber, dünnschiefriger Mergel.
    a) Schwarzer, kalkreicher Tuffschiefer mit Pflanzenresten . . . . . 12 Fuß

[1] Richthofen, a a. O., 1860 (l. c., S. 64).

[2] Das sind *Pachycardia rugosa* und andere dickschalige Arten in Tuffen, die ich für obere Cassianer Schichten halte. Vgl. unten S. 131.

15. Hartes, doleritähnliches Gestein mit viel Glimmer . . . . . 2 Fuß
14. Schwarzer, schiefriger Kalk . . . . . 1 Fuß
13. Eine Schicht knotigen Kalksteins, über dem die Wengener Schichten beginnen . . . . . 1 Fuß
12. Hellgraue Kalke, in einzelnen Lagen reich an Hornsteinkonkretionen. In den tieferen Teilen treten Zwischenschichten von grünlichem, schiefrigem Ton auf. Im oberen Teil schwarze, sandige Kalke mit *Halobia Lommeli* . . . . . 90 Fuß
11. Schwarzer, dünngeschichteter Kalk mit *Posidonomya wengensis* und *Halobia (Daonella) Lommeli* . . . . . 30 Fuß
10. Schwarzer, splittriger Kalk ohne Versteinerungen . . . . . 4 Fuß
9. Konglomerat; scharfkantige Bruchstücke von Kalk sind durch eine schwarze, tuffartige Masse verbunden 5 Fuß
8. Mendeldolomit im Liegenden.

Die Schichtenglieder Nr. 9—13 einschließlich sind die, die Richthofen zu den Buchensteiner Schichten rechnet, die Horizonte Nr. 14—21*a* einschließlich stellt er zu den Wengener Schichten, die Gesteine Nr. 21*b*, *c*, *d* zu den Cassianer Schichten. Im Verlaufe der folgenden Seiten wird noch wiederholt auf Richthofens Profil Bezug genommen werden. Es sei aber gleich darauf hingewiesen, daß Mojsisovics in seinen „Dolomitriffen" den Augitporphyrit Nr. 18 nicht als Lagergang gelten ließ, sondern die porphyritischen Gesteine der Seiser Alpe als oberflächliche Ergüsse ansah (l. c., S. 160). Die ganze Masse der Tuffe der Seiser Alpe, Nr. 21 *b*, *c*, *d* von Richthofen, zieht er zu den Wengener Schichten (l. c., S. 156).

Auf die allgemeine Beschreibung, die Mojsisovics von der sedimentären Fazies der Buchensteiner Schichten gegeben hat, wurde schon weiter oben Bezug genommen (S. 33, vgl. „Dolomitriffe", S. 52—54). Er wies *Trachyceras Reitzi* als Leitfossil nach. In jüngerer Zeit ist die Frage der stratigraphischen Stellung der Buchensteiner Schichten wiederholt eingehender behandelt worden. Hier sind die Arbeiten von Philipp[1] und Horn[2] zu erwähnen. Tornquist[3] hat der Frage im Jahre 1916 eine allgemeine Erörterung gewidmet, aus der die folgenden Schlüsse angeführt seien: Die Fazies der Knollen- und Bänderkalke mit Hornsteinen erreicht ihre Hauptentwicklung in der Zone des *Protrachyceras Reitzi*. Sie beginnt jedoch im südöstlichen Teile der Dolomiten beträchtlich tiefer, im Buchenstein und im Marmolatamassiv z. B. im oberen Teil der *Trinodosus*-Schichten. Auch die obere Grenze der Buchensteiner Schichten wechselt. Im Marmolatamassiv ist der obere Teil der *Reitzi*-Schichten durch die hellen, dickschichtigen Marmolatakalke vertreten, die über den Knollenkalken folgen. An anderen Stellen, z. B. in der Pufler Schlucht, finden sich in den Buchensteiner Knollenkalken Versteinerungen, die auf die höhere Zone des *Protrachyceras Archelaus* deuten.

Horn meint, daß infolge ungleichmäßiger Senkung des Meeresbodens gleichzeitig verschiedene Fazies vorhanden waren. Philipp und Tornquist weisen den Namen „Buchensteiner Schichten" als Bezeichnung irgendeines bestimmten paläontologischen oder chronologischen Horizonts zurück und lassen ihm nur eine lokale Anwendung.

Für die Zwecke dieses Buches wird die Verfasserin den Namen „Buchensteiner Schichten" für eine im ganzen Gebiet wohlentwickelte Gesteinsgruppe beibehalten, die auf Grund ihrer Lagerung als unterladinisch angesehen werden muß und der paläontologischen Zone des *Protrachyceras Reitzi* (Boeckh) Mojsisovics entspricht.

Die „unteren Buchensteiner Schichten" von Mojsisovics sind, allgemein gesprochen, hierin mit der oberen alpinen Muschelkalkgrenzzone einbegriffen.

Die ladinische Stufe beginnt nach Auffassung der Verfasserin mit den Bänken knolliger, Hornstein führender Kalke, denen dunkle Kalkschiefer und grüne Tuffe *(Pietra verde)* zwischengeschaltet sind.

Unter anderen Versteinerungen führen die Kalke das Leitfossil *Protrachyceras Reitzi* und die schiefrigen Lagen *Daonella badiotica* und *Taramellii*. Wo sich die kalkige und schiefrige Fazies nach oben fortsetzt, kommen in höheren Lagen *Protrachyceras Curionii* und in den Schiefern reichlich Daonellenarten vor. Die allerhöchsten Lagen enthalten die von Horn untersuchte Mischfauna von Buchensteiner und Wengener Arten und sind von ihm mitsamt den *Curionii*-Lagen als eine paläontologisch obere Zone der Buchensteiner Schichten anerkannt. Diese Zone stimmt mit der für die obere Buchensteiner Eruptiv-Fazies von der Verfasserin im Fassa-Gröden-Gebiet beschriebenen überein.[4]

Die grünen Tuffe sind bekanntlich submarinen Ursprunges. Sie wurden durch Strömungen hieher verfrachtet und überhaupt in großen Teilen der östlichen Alpen verbreitet.

In den vorhergehenden Kapiteln ergab sich aus der Veränderlichkeit der stratigraphischen Verhältnisse und ihrer zunehmenden örtlichen Differenzierung, daß sich in Judikarien und in den Dolomiten Krustenbewegungen vollzogen. Sie hielten seit der Zeit der permischen Quarzporphyrite und Tuffe an — ohne Zweifel mit wechselnder Stärke in verschiedenen Teilen und mit längeren oder kürzeren Ruhepausen. Im besonderen zeigt sich eine Lokalisation dieser Erscheinungen innerhalb des nördlichen Streifens der Dolomiten, wie dies aus den Profilen von Enneberg hervorgeht. Es scheint, daß die Küstenlinien in diesem Gebiet und in Judikarien während der oberen Werfener und der Muschelkalkzeit starken Veränderungen unterworfen waren.

Gegen das Ende der anisischen Stufe fand eine allgemeinere Verbreitung und größere Stärke der Krustenbewegungen statt. Es fingen innerhalb der Gegend lokale vulkanische Ausbrüche an. Während des Absatzes der Hauptgruppe der knolligen Hornsteinkalke breiteten sich dann die grünen Tuffe aus. Die nächsthöheren Horizonte waren mit einer weitverbreiteten vulkanischen Tätigkeit in Fassa und Gröden vergesellschaftet. Eruptives Material mischte sich den normalen marinen Sedimenten bei — örtlich in großer Masse.

[1] H. Philipp, Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 56, S. 1, 1904).

[2] M. Horn, „Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen" (L. L.), 1914, S. 86.

[3] A. Tornquist, Die „Buchensteiner Schichten" (Zentralblatt für Mineralogie usw., 1916, S. 130).

[4] Ogilvie Gordon: „Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Grödengebietes" (L. L.), 1913, S. 163.

Einzelne Gebiete blieben allerdings fast frei von der Beimengung von Tuffen der Buchensteiner Zeit. Die Bildung der Kalke dauerte hier ohne Unterbrechung an und lieferte das Material für eine „kalkige" oder „dolomitische" Fazies. Die Schichtenfolge ist in solchen Gebieten viel einfacher als in denen, die den Tuffen zugänglich waren. Dafür soll ein Beispiel aus dem nördlichsten Teil unserer Karte gegeben werden. Das Profil setzt die obere Muschelkalkserie fort, die auf S. 33 beschrieben wurde.

Profil am Medalgesrücken.

Hangend: Typischer Schlerndolomit. Er ist weiß, kristallin, porös, ungeschichtet, senkrecht geklüftet.

Dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten:

5. Ziemlich gut geschichteter Dolomit mit kleinen Knollen oder Linsen von Hornstein. Er ist weniger porös als der eigentliche Schlerndolomit und geht gegen oben in diesen über . . . . . etwa 12—15 *m*

4. Grauer, schlechtgebankter Dolomit von grobkonglomeratischer oder brecciöser Beschaffenheit. Er enthält eckige oder kantengerundete Bruchstücke von Hornstein und kalkig-dolomitischem Gestein, die regellos in einer Grundmasse von dolomitischem Mergel verteilt sind . . . . . 3 *m*

3. Konglomeratischer, nichtporöser, durch dicke Hornsteinlagen gebänderter Dolomit von weniger grober Struktur als Nr. 4 . . 2 *m*

2. Plattiger, ebenflächig geschichteter, mergeliger Dolomit . . . . . 2·5 *m*

1. Gelb verwitternder, wohlgeschichteter, knolliger Dolomit. Er ist reich an Hornstein in Gestalt von Konkretionen und unregelmäßigen Adern. Die Bänke sind $^1/_3$—$^1/_2$ *m* dick; ihre Oberfläche ist wulstig. Dünne Zwischenlagen von grünem Tuff sind vorhanden . . . . . 5 *m*

Liegend: Horizont Nr. 7 des Profils auf S. 33.

Das Auftreten grobkonglomeratischer Horizonte in dieser dolomitischen Fazies ist wichtig. Sie können fortlaufend durch das nördliche Dolomitmassiv der Geißlerspitzen und Fermedagruppe verfolgt werden, obwohl etwas dünner gegen W. Südwestlich dieser Bergkette, auf der Aschkler Alpe, ist eine gemischte kalkige und eruptive Fazies vorhanden. Auch hier tritt in dem entsprechenden Horizont dieselbe Art von Konglomerat auf. Ebenso ist es am Nordhang des Grödener Tales, gegenüber St. Christina, vorhanden. Stellenweise wechsellagern diese Konglomerate mit braunen Tuffen, die hier zum erstenmal in der Schichtenfolge auftreten. Man kann annehmen, daß sie mit den eruptiven Störungen unmittelbar verknüpft sind, die eine Zertrümmerung der Erdkruste und Änderungen in ihrer Höhenlage hervorriefen.

Untersucht man die gemischte Fazies der Aschkler Alpe und des Pitschberges südwestlich der nördlichen Bergkette, so findet man, daß die Buchensteiner Schichten, die vor den Konglomeraten gebildet wurden, aus folgenden Gesteinen bestehen: dicker und dünner geschichtete knollige Kalke mit Hornstein; ferner eine Gruppe mehr plattiger und schiefriger Schichten, die reich an Daonellen sind und eine Mächtigkeit von 15 *m* erreichen. In die höheren Lagen drangen beim Beginn der vulkanischen Tätigkeit in dieser Gegend oberflächennahe Lagergänge ein. Die oberflächliche Anhäufung gemischter eruptiver und sedimentärer Ablagerungen einschließlich der Konglomerate erreichte an den Hängen des Pitschberges und von Gröden während dieses späteren Teiles der Buchensteiner Zeit eine Dicke von 80 bis 100 *m*. Es ist also in $2^1/_2$—3 *km* horizontalem Abstand, von der Dolomitmasse der Fermeda und Geißlergruppe bis zu den Hängen des Pitschberges und von Gröden, eine sehr rasche Änderung in der Natur und der Mächtigkeit der Ablagerungen festzustellen: dort eine dolomitische Fazies von etwa 20 *m* Mächtigkeit, hier eine gemischte Fazies von sedimentären und eruptiven Gesteinen, über 100 *m* dick, die während derselben Zeit unter ganz lokalen Bedingungen angehäuft wurden.

Dieses Beispiel vermittelt eine Vorstellung von der wahren Natur der stratigraphischen Probleme, die die Gegend von Fassa und Gröden bietet.

Die dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten setzt den untersten Teil der Steilwand der Fermeda und Geißlergruppe zusammen. Die gemischte Fazies bedingt im S weite, hügelige Wiesen. Mojsisovics erklärte die Verhältnisse so, daß die Steilwand durch Korallen aufgebaut worden sei. Soweit es sich dabei um ihren tiefsten oder „Buchensteiner" Anteil handelt, zeigt das Profil, daß diese Erklärung nicht anwendbar ist, aber seine Auffassung des raschen Fazieswechsels war richtig, und diese ist eigentlich die geologisch wichtige Tatsache.

Die von mir befolgte Forschungsmethode bestand darin, daß ich die fast reine Eruptivfazies und die gemischte Eruptiv- und Sedimentärfazies im einzelnen untersuchte. Ich stellte fest, wo die eruptive Fazies am mächtigsten sei und wo sie in die gemischte Fazies übergehe. Auch verfolgte ich die Verbreitung jedes Leithorizontes von Konglomeraten. Auf diese Art war es möglich, in der Eruptivfazies eine Schichtenfolge aufzustellen und Vergleiche mit der gemischten Fazies und der kalkig-dolomitischen Fazies zu ziehen. Die Hauptzentren der eruptiven Tätigkeit und die örtlichen Einzelheiten der Fazies wurden festgestellt.

Die in den Buchensteiner Kalken enthaltenen Fossilien sind nicht leicht zu finden. Sie wittern nicht gut aus. Doch gibt es gewisse schiefrige und tuffige Lagen mit zahlreichen Individuen von *Daonella Taramellii* und anderen leitenden Daonellenarten. Die dickgebankten Kalke muß man sorgfältig nach den Ammoniten absuchen, die sie manchmal enthalten. Die Fossilien, die ich gesammelt habe, sollen weiter unten beschrieben werden (Heft 2).

Wohl das wichtigste Ergebnis dieser über ein ziemlich weites Gebiet ausgedehnten Untersuchungen war der Beweis, daß die oben erwähnten Horizonte von Tuffbreccien und Tuff-Kalk-Konglomeraten mit Schichten wechsellagern, die noch Buchensteiner Leitfossilien enthalten. Sie sind demnach besser als ein oberer Horizont der Buchensteiner Gruppe anzusehen und nicht als ein Teil der Wengener Schichten. Die Liegendgrenze der Wengener Schichten konnte an ein oder der anderen Stelle durch das Auftreten der Schiefer mit *Daonella Lommeli* festgelegt werden, u. zw. in einem höheren Niveau.

Diese Erkenntnis einer oberen Buchensteiner Zone in Verbindung mit der eruptiven Fazies war für die vergleichende Untersuchung der eruptiven und der kalkigen oder mergeligen Gesteine an den verschiedenen Örtlichkeiten von großem Nutzen. Der Leser möge also seine Aufmerksamkeit in den folgenden Profilen der Buchensteiner Schichten besonders der Entwicklung der höheren Horizonte und ihren paläontologischen und stratigraphischen Beziehungen zuwenden.

Ich habe die entscheidenden Schlüsse bezüglich der oberen Buchensteiner Zone und die Schichtenfolge in ihr schon in den Jahren 1910 und 1911 gezogen, als ich mit der geologischen Kartierung der Buffauremasse beschäftigt war. Bei meiner Aufnahme des Gebietes von Gröden in den Jahren 1912 und 1913 konnte ich deshalb die einzelnen Horizonte schon eintragen. Zur selben Zeit habe ich kurze Beschreibungen der Verhältnisse im Buffaure und der neuen Zonenfolge, die ich für die Buchensteiner-Wengener Periode eruptiver Tätigkeit in ganz Gröden und Fassa hatte aufstellen können, veröffentlicht.[1].

Um beim Lesen der geologischen Profile leichter auf die geologische Karte Bezug nehmen zu können, soll in dieser Einleitung die Zonenfolge der Eruptivfazies der oberen Buchensteiner Zone kurz beschrieben werden.

Die eruptive Schichtenfolge.

Zone 1. Gruppe der Eruptiv-Breccien und Tuffe, von Krustenerschütterungen und Gängen begleitet.

Im Fassatal scheinen vulkanische Ausbrüche gegen das Ende der Hauptgruppe der Hornstein führenden Knollenkalke erfolgt zu sein. Die tiefsten Horizonte bestehen gewöhnlich aus einer Wechsellagerung von groben Tuffbreccien und Agglomeraten, enthaltend manchmal große Blöcke von Porphyrit und Kalk zusammen mit unzähligen kleinen Bruchstücken. In den feinern Tuffbreccien herrschen die Kalkstücke vor. Sie sind klein und oft gerundet. Darüber folgen braune und olivgrüne Tuffe und feine Tuffbreccien, die hauptsächlich kleine Stückchen verschiedener Arten von Augitporphyrit enthalten. Die groben Breccien enthalten zuweilen massige Schollen von verschiedenartigen Werfener und Muschelkalkhorizonten und deuten auf Eruptivspalten und Krustenbewegungen, die mit gewaltigen vulkanischen Ausbrüchen und lokalen Anhäufungen an Ausbruchstellen des vulkanischen Materials verbunden waren. In großem Maßstab sind sie in Buffaure erhalten.

Ein einfaches Beispiel einer Reihenfolge wird gleich gegeben. An den Hängen westlich der Kirche von Fontanazzo im oberen Fassa werden die Mendeldolomite und gewisse Teile der blaugrauen Echinodermenkalke oder der gebänderten dolomitischen Kalke des obersten Muschelkalks von einem brecciösen Gestein eruptiver Entstehung unkonform durchdrungen. Unter den darin enthaltenen Fragmenten findet man kleinere Stücke von Augitporphyrit mit großen grünen Augiten, ferner Kalke und größere oder kleinere Flecken von Tuffbreccie, die der wesentlich feineren Grundmasse sehr ähnlich ist. Darüber liegen etwa 4 *m* bituminöser Schichten, abwechselnd bituminöse Kalke und schwarzes, glänzendes Bitumen mit äußerst heftigem Geruch nach Petroleum. Darüber folgen Buchensteiner Knollenkalke und Eruptivbreccien mit grober Schichtung. Das Profil spricht dafür, daß während der oberen Buchensteiner Zeit heftige Erschütterungen der Kruste mit den örtlichen vulkanischen Ausbrüchen vergesellschaftet waren. Die oberflächlichen Kalke wurden zerbrochen, mit vulkanischem Material rasch vermengt und als Breccien am Meeresboden unregelmäßig abgelagert. Es folgt eine Serie dünnschichtiger kalkiger Breccien oder Konglomerate. Sie enthalten oft abgenützte Bruchstücke von Augitporphyrit. Tuff ist ihnen beigemengt. Als Einschaltungen treten knollige, unebengeschichtete Kalke auf, die manchmal Hornstein führen.

Darüber liegt eine grobe Tuff- und Porphyritbreccie, die Stücke jener Horizonte einschließt. Ihr Hangendes bildet ein wohlgeschichteter, knolliger Kalk vom Buchensteiner Typus. In einigen Aufschlüssen führte er Bruchstücke von Ammoniten. Weiter oben am Hang sind die grünlichen Tuffe reichlich beigemengt. Es folgen Tuffporphyritbreccien, die rasch an Mächtigkeit im Vergleich zu den kalkigen Gesteinen zunehmen. Über eine gewisse Dicke können diese ganz durch Tuffe ersetzt sein. Das Gestein hat durchaus die Beschaffenheit der eruptiven Fazies der oberen Buchensteiner Horizonte, und Lavaeinschaltungen sind vorhanden. In den tieferen Teilen kommen Lagergänge häufig vor.

Auf der östlichen oder Buffaureseite des Fassatales sind die Beweise für gelegentliche Krustenbewegungen während der vulkanischen Ausbrüche und für die Zertrümmerung der oberflächlichen kalkigen Gesteine viel reichlicher vorhanden. Hauptsächlich über den grauen knollenreichen Kalken und in den allerobersten Muschelkalkgesteinen kommen massige Entwicklungen gröberer oder feinerer kalkiger Breccien vor, die von dünnen Gängen und Lagergängen des Augitporphyrits durchsetzt werden und denen Tuffe beigemischt oder eingelagert sind. Die stark bituminösen Schichten habe ich auf der Ostseite nicht beobachtet. Ihre Stelle scheint hier durch jene grobgeschichteten Breccien eingenommen zu werden. Typische Profile in diesen tieferen Breccien und Tuffen trifft man im Buffaure am Col de Pisol gegenüber Pozza im Fassatal, oder in der Val Roseal.

Sonst ist die allgemeine Beschaffenheit und die Schichtenfolge in diesen unteren Horizonten der Eruptivgesteine, die die Grenzzone und Buchensteiner Knollenkalke durchdringen, im wesentlichen dieselbe. Der einzige Unterschied ist die

[1] Ogilvie Gordon, „Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols“ (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1911, S. 214—222).

Dieselbe, „Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Gröden-Gebietes“ (ebenda 1913, S. 163—170).

viel größere Masse auf der Ostseite. Etwas weiter im Inneren der Buffauremasse ist es nicht mehr möglich, in diesem Horizont eine Wechsellagerung von kalkigen und eruptiven Lagen zu unterscheiden. Statt dessen sind größere und kleinere Schollen von Kalk in jeder möglichen Richtung den Eruptivgesteinen eingestreut und Kalkbruchstücke verschiedener Größe sind in den Tuff- und Lavabreccien eingeschlossen. Gänge und Lagergänge treten auf der Ostseite viel reichlicher auf als auf der Westseite des Tales.

In diesem inneren Gebiet von Buffaure liegen die Eruptivgesteine als eine abwechslungsreiche Masse diskordant auf verschiedenen Schichtengliedern der älteren Trias (Werfener Schichten) oder auf unterem Muschelkalk oder auf Bruchstücken von Mendelkalk. Doch trifft dies auch nicht allgemein zu. Es gibt Streifen im innern Teil, den man als das Hauptgebiet der Eruptivregion von Buffaure bezeichnen könnte, in denen die Serie der obersten Horizonte des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten, mit Einlagerungen von Tuffbreccien, ziemlich unversehrt geblieben ist. Diese Vorkommen scheinen darauf hinzudeuten, daß ursprünglich mehrere Spalten vorhanden waren, die im Verlaufe der vulkanischen Ausbrüche mehr oder weniger vollständig miteinander verschmolzen, während dazwischen die Schichtenserie stellenweise erhalten blieb.

Zum Unterschied vom Fassatal treten im Gebiet von Gröden die massigen Einschaltungen von Tuffen und Tuffbreccien in der Grenzzone und den Buchensteiner Schichten mehr örtlich und in viel geringerer Menge auf. Ihr wichtigstes Vorkommen liegt auf den Hängen von Ciamp de Pinōi und Sora Freina zwischen dem Langkofel und dem Grödener Tal. In beschränktem Ausmaß erstrecken sich die eruptiven Einschaltungen auf die Nordseite des Tales oberhalb St. Christina. Aber weiter nördlich, auf den Aschkler Hängen, ist die sedimentäre Schichtenfolge in den tieferen Horizonten wenig unterbrochen. Die verschiedenen Profile werden die Einzelheiten zeigen.

Zone II. Gruppe der sogenannten „typischen Augitporphyrite".

Die tieferen Breccien und Tuffe samt den Sedimentärgesteinen werden durchsetzt von Gängen und Lagergängen aus „Augitporphyrit", der reich an Feldspat (Plagioklas) ist und mineralogisch der Lavadecke ähnelt, die an manchen Stellen über ihm folgt. Die Gänge haben stellenweise eine grobe Blockstruktur: eckige, verwandte Blöcke verschiedener Varietäten des Porphyrits sind in einer kompakten Grundmasse zusammengehäuft (Kugel- oder Blockporphyrit). Stellenweise ist das Gestein aber auch gleichförmig und massiv entwickelt, mit einer groben Platten- oder Säulenstruktur (Taf. II, Fig. 7 und Taf. III, Fig. 7). Die Decken oder Ströme zeigen gewöhnlich die massive Entwicklung. Im südlichen Buffaure und in manchen Teilen der Seiser Alm ruhen sie auf einem äußerst bezeichnenden, groben und sehr harten Tuff-Kalk-Konglomerat. Im Fassatal, besonders im Buffauregebirge, sind die Spaltenbreccien und Tuffe der Zone I von Gängen der Zone II massenhaft durchsetzt und öfters darin ganz umschlossen.

Nun sollen einige Beispiele des Gesteins angeführt werden, wie Dr. John Evans sie freundlichst für mich untersucht hat. Alle sind als „Andesite" zu betrachten.

Das erste Handstück wurde am rechten Ufer des Sumelabaches im Südbuffaure gesammelt, wo der Gang in 1621 *m* Höhe mit dem Kalk der Obermuschelkalk-Grenzzone in Kontakt ist. „Die Grundmasse" ist an Menge geringer als die Einsprenglinge. Sie besteht aus:

1. kleinen, rechtwinkligen, klaren Feldspaten, oft mit schräger Auslöschung, ohne Zwillingsbildung (der Brechungsindex scheint wesentlich höher als der des Kanadabalsams zu sein; vielleicht Andesin);
2. länglichen Plättchen von Oligoklas;
3. einem grünlichen Veränderungsprodukt, das großenteils aus Epidot besteht; es mag körnigen Augit vertreten;
4. zahlreichen undurchsichtigen Querschnitten von Kristallen, scheinbar Magnetit;
5. mit Kalzit erfüllten Hohlräumen.

Die Einsprenglinge von Feldspat sind scheinbar Labradorit. Zersetzter Augit mit bunten Einschlüssen von Plagioklas ist vorhanden. Große Augitkristalle scheinen teilweise in Hornblende verwandelt zu sein. Sie sind in den Handstücken sehr auffallend. Es kommen auch Einsprenglinge vor, die nach ihrer Gestalt und der Lage und Beschaffenheit der Spaltflächen Pseudomorphosen nach Olivin zu sein scheinen, vielleicht in der Form von Magnetit oder Epidot.

Der Gesamthabitus ist der eines etwas groben Ganggesteins.

Die nächste Gesteinsprobe stammt von dem tiefen Lagergang im Greppatal im Nordteil von Buffaure, 1559 *m* hoch. Die Handstücke haben ein graues, körniges Aussehen. Auch sind wieder große Augitkristalle oder Hohlräume, in denen sie früher lagen, vorhanden. Unter dem Mikroskop zeigt der Dünnschliff „viele geschichtete Feldspateinsprenglinge, wahrscheinlich innen Labradorit, außen Oligoklas. Auch Augiteinsprenglinge sind vorhanden und grünliche Zersetzungsprodukte (scheinbar Serpentin) eines anderen Minerals, wahrscheinlich von Olivin. Sie haben eine sonderbare körnige Struktur. Stellenweise sieht es so aus, als ob sie aus der Zersetzung einer Glasmasse in den Lückenräumen hervorgegangen wären. An manchen Punkten scheint diese noch erhalten zu sein. Mit Ausnahme dieser grünlichgelben Zwischenmasse, die aus Serpentin mit etwas Epidot und vielleicht Feldspat bestehen dürfte, ist kaum irgendwelche Grundmasse vorhanden. Das Gestein ist wahrscheinlich ein Gang, obwohl es einige nicht leicht verständliche Züge zeigt" (Taf. II, Fig. 7). Sehr ähnlich sind die Gesteinsproben von Gängen in SO-Rodella, die in grobe Tuffbrecciengänge als spätere Injektionen eintreten (vgl. Taf. III, Fig. 9, 10).

Nun sollen zwei Beispiele aus dem Grödener Tal gegeben werden von Vorkommen, die ich für eine Vertretung jener Gänge im Buffaure halte.

Handstück von dem Lagergang im Saltrietal (Jendertal, vgl. S. 49). Der Schliff zeigt eine Grundmasse von dunkelbraunem Glas und augitischem Material. Sie schließt zahlreiche Mikrolithen von Oligoklas ein und hat ophitische Textur. Eine grüne Zwischenmasse ist scheinbar sekundäres Glas, aber nicht überall ganz isotrop. Einsprenglinge von Oligoklas und große blaßgrüne Augite. Ein schwarzes, undurchsichtiges Mineral, offenbar Magnetit, tritt manchmal in Stäben und Ketten auf.

Vom Lagergang in Pitzbach. Die Grundmasse zeigt eine filzartige Beschaffenheit aus Oligoklasnadeln. Etwas Zwischenmittel aus grünlichem Glas mit winzigen Feldspatnadeln ist vorhanden. Die Einsprenglinge bestehen aus Oligoklas mit dunklen Einschlüssen und aus grünem Augit.

Nun soll ein Beispiel von dem Oberflächenerguß, der mit diesem Horizont verbunden ist, gegeben werden. Das Stück wurde in der Felswand des westlichen Buffaure, gegenüber dem Dorf Mazzin, gesammelt. Das Gestein liegt auf den unteren Tuffen und Tuffbreccien der Zone I in 1750 *m* Höhe. Die Grundmasse ist feinkörnig und sehr feldspatreich — verfilzte Feldspatnadeln, scheinbar von Oligoklas. Zwischen ihnen liegt eine sehr geringe Menge dunklen, körnigen Materials, manchmal in kurzen Nadeln. Auch etwas Magnetit oder Pyrit in viereckigen Kristallen ist vorhanden. Einsprenglinge: Basischer Plagioklas, oft in mehr oder weniger kugeligen Aggregaten. Auch kleine blasse Augiteinsprenglinge. Sie unterscheiden sich auffallend von den lebhaftgrünen Augiten, die für diese Region so bezeichnend sind. In allen den beschriebenen Gesteinsproben überwiegt der Plagioklas. Dies ist charakteristisch für die Handstücke, die über das ganze Gebiet hin in demselben Horizont gesammelt wurden (Taf. II, Fig. 6).

Eine sehr große Zahl davon habe ich unter gütiger Mithilfe von Lady McRobert in den Jahren 1911 und 1912 untersucht. Wir konnten dabei das Ergebnis der Feldaufnahme bestätigen, bei der ich diese Varietät wegen ihres großen Feldspatreichtums getrennt eingetragen hatte. Mehrere hundert Schliffe wurden angefertigt. Nur der Krieg hat verhindert, daß die damals beabsichtigte mineralogische Arbeit nicht vollendet wurde.

Für den Zweck der gegenwärtigen Arbeit ließ ich quantitative Analysen durch Herrn Dr. H. J. Harwood machen (S. 42). Die quantitativen Analysen der Handstücke von diesem Horizont beweisen auch, daß das Gestein eigentlich ein Andesit ist. Doch soll in der folgenden Beschreibung der Profile der bisher in dem Gebiet übliche Name „Augitporphyrit" oder der Ausdruck „feldspatreicher Porphyrit" verwendet werden, um den Anschluß an die Literatur zu erleichtern.

Zone III. Gruppe der Palagonittuffe und feineren Tuff-Kalk-Breccien.

Die nächste Gruppe vulkanischer Gesteine begreift die Palagonittuffe und Breccien aus Palagonittuff und großen oder kleinen Bruchstücken von Augitporphyrit und Kalk. Diese bilden die am meisten bezeichnende Tuffserie in dem Gebiet. Hie und da sind dünne Lavalagen vorhanden. Sie zeigen immer noch Einsprenglinge von großen Augiten, ähnlich denen in dem feldspatreichen Porphyrit, aber die Feldspate sind jetzt weniger zahlreich und kleiner als in der tieferen Lage, und die Grundmasse ist mehr glasig. Im Handstück sind diese Laven schwer und dunkel, mit Plagioklas gefleckt und zeigen eine sehr dichte Struktur. Oberhalb der dünnen Lavalagen (wo sie im Buffaure als eine ziemlich wohlentwickelte eigene Gruppe auftreten) oder mit ihnen wechsellagernd erscheint eine äußerst bezeichnende feine Tuffbreccie. Sie ist grünlichgrau oder schwarz gefärbt und enthält eine große Menge winziger glasklarer Feldspate zusammen mit Augitkristallen. In den Tuffen dagegen überwiegen diese, und man kann große Mengen wohlentwickelter Kristalle aufsammeln.

Gewisse Lagen nahe der Basis sind als „Bombentuffe" und „Trümmertuffe" bekannt, wegen des Vorhandenseins größerer Massen von Auswürflingen. Die Tuffe wittern in vielen Horizonten mit sphäroidischer Struktur aus, durch die man Bänder verschiedener Arten von Tuff zusammenhängend verfolgen kann. Die Bombentuffe mit den echten Bomben sind im Frommbach (Seiser Alpe) gut entwickelt, hauptsächlich aber im Fassaner Gebiet.

Ihrer Hauptmasse nach besteht die besprochene Gruppe aus den denkbar feinsten Tuffen. Zum Teil sind es lose, dunkle, pulverige Massen mit geringen Anzeichen einer festen Schichtung. Es finden sich aber Übergänge zu dicht zusammengepreßten, fest geschichteten, harten Tuffen, die im Feld wie eine feine Lava aussehen. Dieses Gestein zeigt oft eine Bänderung von Dunkelgrün, Olivgrün, Braun, Dunkelgrau und Schwarz. In dieser Gestalt bezeichnet es häufig die Basis der Palagonittuffserie.

Eine Probe eines dichten Tuffes vom Frommbach erweist sich unter dem Mikroskop als zusammengesetzt aus weißem Glas mit großen Einsprenglingen von Plagioklas und grünem Augit. Der Augit wird von den Kanten einwärts und von den Spaltflächen aus in Chlorit verwandelt. Große Blasen und Zwischenräume sind mit radial struiertem Chlorit erfüllt. Diese Probe ist solchen vom Ostteil der Rodella und vom Buffaure sehr ähnlich. Im Frommbachgebiet, wie an vielen Stellen, sind diese Tuffe von Gängen und Lagergängen der nächstfolgenden Augitporphyrit (Mandelsteinlaven) der Zone IV und der Wengener Laven durchdrungen (vgl. Taf. II, Fig. 8).

Ein Stück des schwarzen Tuffes zeigt trübes, gelbes Glas voll von Mandeln mit braunem, pleochroitischem Analzit und Chlorit.

Die wechselnde Dicke dieser Tuffgruppe wird sich aus den unten folgenden Profilen ergeben.

Zone IV. Gruppe der Mandelsteinlaven.

Dieser Horizont ist durch reichliche Oberflächenergüsse von Mandelsteinlava ausgezeichnet, von denen einer, zwei oder mehr vorhanden sein können. Örtlich sind sie mit oberflächennahen Lagergängen vergesellschaftet, die sich als ein feines Netzwerk in den Tuffen oder Kalken der oberen Buchensteiner Schichten unter den Oberflächenergüssen verbreiten. Oder sie haben diese Gesteine zertrümmert und umhüllt und gehen so unmerklich in eine mit den Ergüssen zusammenhängende Masse über. Als eine Reihe von Lavadecken ist die Zone am besten im Buffauremassiv entwickelt.

Der tiefste Erguß der Gruppe ist im Buffaure dünn. In ihm findet man die schönsten Exemplare von Zeolithen. Er enthält merklich mehr Feldspat als die späteren Ströme. Oligoklas ist in Gestalt kleiner Einsprenglinge und feiner Mikrolithen vorhanden. Die beste Fundstelle für die Zeolithen ist in Ciamol auf der Südseite der Val Greppa und in der entsprechenden Lava des Drio le Palle Kares, beide in den Westwänden von Buffaure. Der Hauptsache nach ist das Gestein entschieden basischer als die feldspatreiche Lava darunter.

Eine Einschaltung von Tuffen und zertrümmerten Kalken oder tuffigen Schiefern trennt diesen ersten Erguß der Gruppe von einer mächtigeren und weit verbreiteten Lavadecke. Sie zeigt so ziemlich dieselbe Beschaffenheit, wie die Ciamol-Lava, nur enthält sie mehr Augit, und die Grundmasse ist mehr glasig. Im Buffaure folgt darüber wieder eine Wechsellagerung von Trümmertuffen und Laven und dann ein anderer mächtiger Erguß von weiter Ausdehnung.

Dieser kann durch das Fassa-Gröden-Gebiet verfolgt werden, wenn auch in verschiedener Mächtigkeit, und entspricht der Hauptsache nach dem Erguß, der in der Literatur als der „Melaphyr" oder „Augitporphyrit" im Liegenden der Wengener Schichten bezeichnet worden ist. In der Cima di Rossi und Belvedere Eruptivfolge sind diese Laven sehr dünn und die Tuffe mächtiger.

Nun sollen ein oder zwei Beispiele der Gesteinszusammensetzung der Zone IV gegeben werden. Ein Handstück der Ciamol-Lava zeigt unter der Lupe große, zersetzte, schwarze Augite in einer grünen Grundmasse mit Mandeln. Unter dem Mikroskop erkennt man Augite, Olivine und etwas chloritisierten Feldspat in einer hyalo-pilitischen, teilweise glasigen Grundmasse mit Feldspatmikrolithen (Taf. II, Fig. 8, 9).

In manchen Proben sind die Plagioklase frisch, die Olivine dagegen zersetzt, mit einem Zentrum aus Chlorit oder Kalzit und einem äußeren wasserhellen Teil. Die Grundmasse wechselt, oft ist sie mehr glasig, fast undurchsichtig. Die Augite in den tieferen Teilen dieser Serie sind oft unvollständig ausgebildet und von einem blassen, hellen Grün.

Eine weitere Probe aus einem tiefen Horizont dieser Serie, die im Bett des Sumelabaches entnommen wurde, zeigt kleine Augite sowie eckige Plagioklase als zarte, in Chlorit und Albit umgewandelte Stäbe. Die Grundmasse ist glasig mit wenigen Mikrolithen. Dieses Gestein geht in eine Partie über, die vollständig glasig und von mit grasgrünem Delesit erfüllten Blasen durchsetzt ist.

Als bezeichnender Typus des ersten Hauptstromes dieser Gruppe kann ein Handstück vom Bel Col im Buffaure-Massiv genommen werden. Es wurde in 2242 *m* Höhe auf dem Westhang gesammelt. Der Schliff zeigt gute, geschichtete, grüne Augite, zersetzte Plagioklase (Labradorit), spärliche und veränderte Olivine, etwas Magnetit. Die Grundmasse ist ziemlich basisch und fast ganz glasig mit wenigen Mikrolithen.

Ein Beispiel für den höheren, beträchtlich mächtigen Erguß wurde von Col Vain, nördlich des Greppatales, im Buffaure entnommen. Es führt reichlich blaßgrüne Augite mit Einschlüssen von Magnetit und Glas, untergeordnete, albitisierte Plagioklase, Olivinpseudomorphosen. Mandelräume sind mit Ringen von Chlorit ausgefüllt. Magnetit in großen Würfeln ist ziemlich reichlich vorhanden. Die Grundmasse ist ein trübes Glas mit Feldspatmikrolithen. Andere Beispiele sind von Sass Bianc di Roseal gegeben (Taf. II, Fig. 1—5).

Diese Varietäten stehen in klarer Beziehung zu dem „Ciamol"typus.

Die Augite erreichen in dieser Gruppe nicht dieselbe Größe wie in den früheren Gängen und Decken von andesitischer Beschaffenheit. Sie bilden aber den größten Teil der Einsprenglinge und sind gewöhnlich ziemlich frisch. Das Gestein ist entschieden basischer. Fluidalstruktur kann im Felde manchmal im großen Maßstab beobachtet werden und ist in den Schliffen oft deutlich. Olivin ist in den Laven dieser Gruppe gewöhnlich vorhanden. Magnetit zeigt sich in der Regel reichlich. Die Mandelräume sind meist ausgefüllt. Die Trümmertuffe in dieser Serie weisen besonders auf explosive vulkanische Wirkungen hin.

Leittypen der verschiedenen Gebiete sollen kurz angemerkt werden, wenn wir die Profile beschreiben. Im ganzen stimmen sie mit den hier von Buffaure angeführten überein, obwohl gewisse gut kenntliche Lokaltypen vorkommen.

Nach den quantitativen Analysen ist dieser augitreiche Typus auch ein Andesit. Der Name „Melaphyr", der so häufig auf Gesteine des Gebietes angewendet wird, paßt offenbar am besten auf diese ganze Gruppe von Laven. Da er aber oft ungenau verwendet wurde, so daß auch die feldspatreichen Varietäten darunter begriffen waren, habe ich die Zone auf der Karte unter dem allgemeinen Gruppennamen der „Mandelsteinlaven" eingetragen. An vielen Stellen wurde die ältere Varietät von der jüngeren injiziert, Bruchstücke des Feldspat führenden Gesteins sind in den Melaphyr eingeschlossen, oder dieser tritt in Form von Gängen auf.

Die Eruptivgesteine in der Wengener Gruppe.

Im Buffaure folgt über der Melaphyrgruppe wieder eine dünne Wechsellagerung von Tuff und Lava und dann ein anderer mächtiger Erguß. Er wird von tintenschwarzen groben Tuffen und Tuffbreccien überlagert, die an ihrer Basis manchmal Bomben und wechselnd große Bruchstücke von eruptiven oder sedimentären Gesteinen enthalten. Diese

gehen nach oben in die Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* und wechsellagernden Tuffschiefern mit Lavaeinschaltungen über und sind in der beiliegenden Karte mit der „Wengener" Farbe eingetragen. Es war leider nicht möglich, den Eruptivgesteinen dieser Gruppe eine eigene Farbenbezeichnung zu geben. Auch gegen W und N sind Laven und Tuffe in den tieferen Lagen der Wengener Gruppe eingeschaltet, und öfter sind *Daonella Lommeli, Aricula globulus* und Pflanzenreste in Schiefern vorhanden, die frühzeitig erscheinen.

Diese Fossilien geben daher eine sichere untere Grenze für die Schichtengruppe des Wengener Alters; anderseits kommen im Buffaure und vielen Lokalitäten in Fassa und Gröden, in Wechsellagerung mit den Palagonittuffen, Hornstein führende Knollenkalke von „Buchensteiner" Habitus vor, die eine Übergangsfauna zwischen Buchensteiner und Wengener Typen enthalten. Aus diesen und anderen Gründen betrachtete die Verfasserin die Zonen I—IV als Gesteine des Alters der oberen Buchensteiner Schichten, die ohne scharfe Grenze allmählich in der Eruptivserie des Wengener Alters ihre Fortsetzung finden.

Mikroskopische Struktur der Wengener Laven (Buffaure).

Es wird gleich die Struktur der Wengener Laven im Buffauregebiet behandelt, weil sie sich doch noch als Andesite erweisen. Die Lavadecken in den Wengener Schichten des Sass di Saliceng (Greppatal) bilden eine geschlossene Reihe in den unteren Horizonten, getrennt durch dünne Lagen von Tuff und aschenartigen Breccien. Von der Verfasserin wurden Serien von Handstücken gesammelt und dann die Dünnschliffe von Herrn Dr. J. W. Evans untersucht. Die mikroskopische Untersuchung zeigt einen gewissen Wechsel in den Mengenverhältnissen von Feldspat und Augit.

Das unterste Glied in der Reihe besitzt eine Grundmasse von braunem Glas mit kleinen Oligoklasen und von Chlorit erfüllte Mandelräume. Die Einsprenglinge sind Oligoklas und Augit, letztere beide, teils groß, teils klein, sind verhältnismäßig selten. Es folgen darauf mehrere Lavaströme mit schmächtigen Zwischenlagen von Tuff. Diese haben Einsprenglinge von Labradorit und Augit in einer Grundmasse, welche in den meisten Fällen aus Oligoklasleisten in intersertaler Struktur besteht, oder, in einzelnen Horizonten, aus dünnen Leisten von Andesin oder Labradorit. Die Augite sind gewöhnlich groß, und Magnetit ist reichlich vorhanden. Das letzte Glied dieser Gruppe enthält auch Olivine, ist deutlich mandelsteinartig und stärker basisch als die unteren Glieder der Reihe.

Die nächsten zwei Lavadecken begegnet man über einer mächtigen Folge von Tuffen und Breccien. Unter dem Mikroskop betrachtet, erweist sich die Grundmasse größtenteils zusammengesetzt aus Oligoklasleisten und besonders reich an fein verteiltem Magnetit; die Einsprenglinge sind Oligoklas und Augit. Ersterer zeigt parallele Einordnung und überwiegt über den Augit.

Die nächsten zwei Laven bezeichnen den Beginn der obersten Gruppe der Gipfelregion. Die untere zeigt eine Grundmasse von braunem Glas mit feinen Oligoklasleisten, die Grundmasse der oberen Lava besitzt eine wohlausgebildete Fließstruktur und enthält reichlich Labradorit. In beiden sind die Einsprenglinge Labradorit und Augit.

Die folgenden Lavaergüsse sind gekennzeichnet durch die deutliche Fließstruktur; in der feinen gleichförmigen Grundmasse mit Andesin- und Oligoklasmikrolithen treten radiale Anordnungen der Feldspate auf; als Einsprenglinge sind sowohl Labradorit als Andesin zugegen, auch Augit in wechselnder Menge und ein zersetztes Material, wahrscheinlich Olivin. In dem obersten Glied dieser Reihe herrscht unter den Einsprenglingen der Augit vor, auch Labradorit ist reichlich vorhanden. Die Grundmasse ist stark eisenhältig und führt Oligoklas.

Im ganzen kann gesagt werden, daß die Gipfelgruppe der Wengener Laven feinkörniger und gleichförmiger in ihrer Ausbildung ist als die tieferen Reihen, während beide Gruppen die Neigung zeigen, daß die späteren Ergüsse in den einzelnen Gruppen basischer sind als die früheren.

Die vulkanischen Aschen und Breccien enthalten Olivin in beträchtlicher Menge neben Plagioklas und Augit. Sie umschließen auch Bruchstücke verschiedener Arten von vulkanischem Glas und große und kleine Stücke von Kalk. Unter den Plagioklaseinsprenglingen kann oft sowohl Andesin als auch Labradorit und Oligoklas beobachtet werden.

Quantitative Analysen der Haupttypen in der Eruptivserie.

Einige der Haupttypen der Eruptivgesteine des Gebietes wurden von Dr. H. J. Harwood vom Imperial College of Science in London analysiert. Die Ergebnisse der Analysierung sind in den nachfolgenden Tabellen enthalten.

Das Gestein vom Pitzbach-Lagergang *a)* ist mikroskopisch beschrieben auf S. 39;

jenes der unteren Hauptlavaergüsse *b)* in der oberen Buchensteiner Serie im Buffauremassiv ist auf S. 39 beschrieben;

jenes der oberen Hauptlavaergüsse *c)* auf S. 40;

das Vorkommen der Wengener Lava *d)* im oberen Grödener Tal ist auf S. 115 dargestellt.

Alle diese Abarten gehören mineralogisch zur Gruppe der Andesite.

Analysen:

a) Andesit vom Pitzbach, südlich des Grödener Tals, von einem Lagergang.

b) Andesit vom Westabhang des Buffauremassivs gegenüber Mazzin im Fassatal, in einer Höhe von 1750 *m*; untere Lava der oberen Buchensteiner Reihenfolge: Zone II.

c) Andesit vom Greppatal, Nordseite, in der Höhe von 2300 *m*, gegenüber Pozzihütte; oberste Lava der Buchensteiner Reihenfolge: Zone IV.

d) Andesit (zersetzt) von der Nordseite des Grödener Tals, von Pozza bei Wolkenstein, Wengener Lava, auflagernd auf *Daonella-Lommeli*-Schichten.

Andesite.

A. Gewichtsprozente.

	a	b	c	d
SiO_2	48·02	49·72	51·55	49·29
Al_2O_3	12·91	17·78	17·18	13·75
Fe_2O_3	4·73	5·08	6·02	5·89
FeO	5·73	4·57	3·43	4·54
MgO	7·50	3·49	3·45	5·73
CaO	8·20	8·97	8·58	9·11
Na_2O	2·83	2·76	2·48	3·12
K_2O	2·90	2·81	3·08	3·31
H_2O über 110°	2·80	1·69	1·40	2·32
H_2O unter 110°	1·40	1·52	1·98	1·15
CO_2	1·35	—	—	1·03
TiO_2	0·88	1·06	0·80	0·99
ZrO_2	—	—	—	Spuren
P_2O_5	0·35	0·45	0·29	0·23
Cl	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren
S	0·04	0·01	0·04	0·03
MnO	0·16	0·19	0·18	0·16
SrO	0·04	Spuren	Spuren	Spuren
BaO	0·07	0·05	0·07	0·06
Li_2O	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren
	99·91	100·15	100·53	100·71
O ab für S	0·01		0·01	0·01
Summe	99·90		100·52	100·70

B. Molekularproportionen.

	a	b	c	d
SiO_2	79·63516	82·45439	85·48922	81·74129
Al_2O_3	12·63209	17·39726	16·81018	13·45401
Fe_2O_3	2·96217	3·18136	3·77004	3·68863
FeO	7·97606	6·36136	4·77450	6·31960
MgO	18·60119	8·65575	8·55655	14·21131
CaO	14·62458	15·99786	15·30230	16·24755
Na_2O	4·56452	4·45161	4·00000	5·03226
K_2O	3·07856	2·98301	3·26964	3·51380
H_2O ober 110°	15·55555	9·38888	7·77777	12·88888
H_2O unter 110°	7·77778	8·44444	11·00000	6·38888
CO_2	3·06818	—	—	2·34091
TiO_2	1·09863	1·32334	0·99875	1·23595
ZrO_2	—	—	—	—
P_2O_5	0·24634	0·31672	0·20411	0·16188
Cl	—	—	—	—
S	0·12477	0·03119	0·12477	0·09357
MnO	0·22557	0·26787	0·25377	0·22557
SrO	0·03860	—	—	—
BaO	0·04564	0·03260	0·04564	0·03912
Li_2O	—	—	—	—

Die kalkig-dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten.

Betrachten wir zuerst die Nordgrenze des auf der Karte dargestellten Gebietes, so finden wir, daß in der steilen Nordwand der Dolomitgruppe der Geißler- und Fermedaspitzen die dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten entwickelt ist. Das Profil der dolomitischen Fazies, das in der Einleitung zu diesem Kapitel (S. 36) gegeben wurde, ist in der östlichen Fortsetzung der Geißlerkette, die als Medalges bekannt ist, gewonnen worden.

Die Gruppe der Buchensteiner Dolomite ändert sich, wenn man sich der Panascharte (2447 *m*) nähert. Man findet diesen im Gebiet als „Jochscharte" bekannten Paß auf der Karte zwischen der Fermeda de Soura im O und dem Hang, der sich zur Secedaspitze erhebt, im W. Die geschichteten Dolomite nehmen hier durch die Einschaltung verschiedener klastischer und tuffiger Materialien rasch an Mächtigkeit zu. Wir sehen vorläufig von einem kleinen Bruch, der den Westflügel senkt, ab. Das folgende Profil zeigt den Faziesübergang.

Profil der Panascharte (Jochscharte, Taf. V, Fig. 13).

Hangend: Typischer Schlerndolomit.

Buchensteiner Schichten.

8. Dicke, unregelmäßige Lagen von Dolomit. Sie gehen gegen unten in mehr regelmäßig geschichteten, blaßgrauen, kompakten, etwas knolligen Dolomit über, gegen oben mit ganz unscharfer Grenze in den Schlerndolomit. Deutlich entwickelt sind sie über . . . 10—12 *m*

7. Rötlich verwitternde, eisenschüssige Mergel als dünne Zwischenlagen zwischen grobgebanktem Dolomit . . . . . 4·5 *m*

6. Schlechtgeschichtete, konglomeratische Bank aus dolomitischen Bruchstücken in einer mergeligen Grundmasse . . . . etwa 3 *m*

5. Regelmäßig geschichteter dolomitischer Kalk mit unregelmäßigen Konkretionen und Linsen von gelbem Hornstein und dünnen Häuten oder Flecken von grünem Tuff . . . . . 4 *m*

4. Grüne Tufflage (Pietra verde), $^1/_5$—$^1/_4$ *m* dick . . . . . 0·25 *m*

3. Geschichteter, Hornstein führender Kalk . . . . . 2 *m*

2. Grüne Tufflagen, in dünnen Bänken wechsellagernd mit sandigen Kalken *(Daonella Taramellii)* . . . . . 0·5 *m*

1. Blaßgrünlich oder rötlich verwitternde Folge von knolligen Kalken mit Hornstein und mit dünnen Lagen grüner Tuffe . 10 *m*

Liegend: Plattiger, bituminöser Kalk des oberen Muschelkalks.

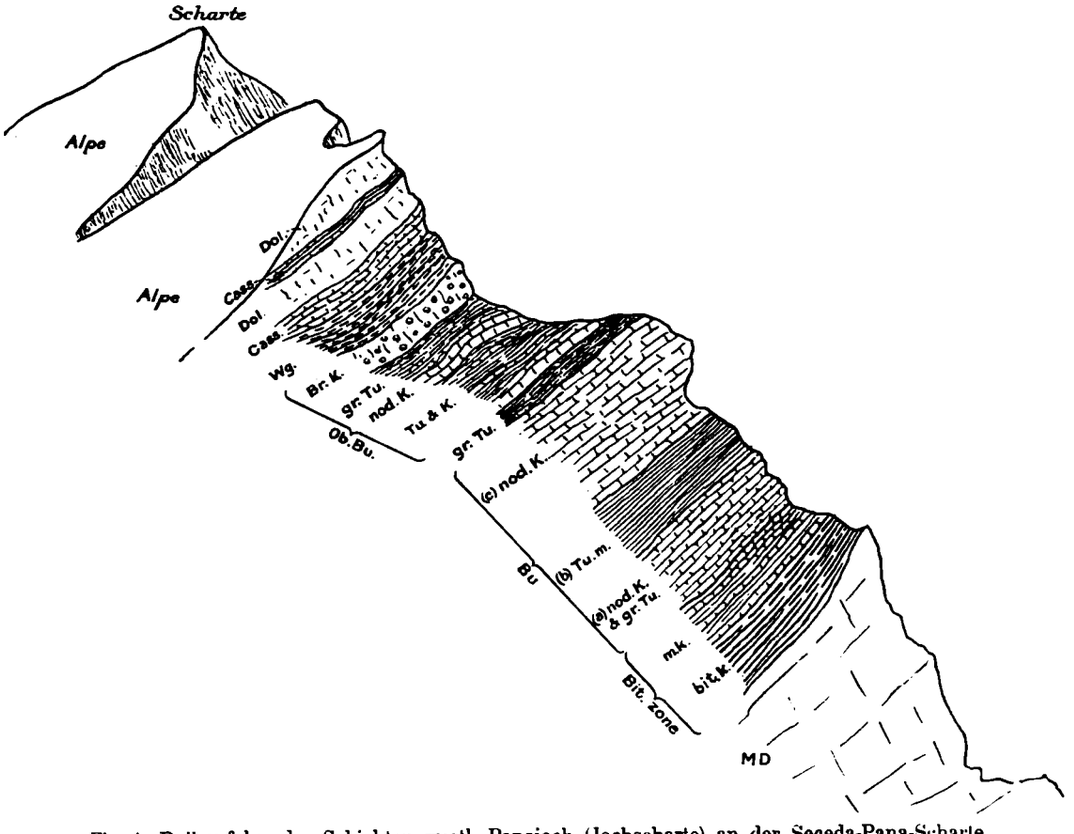


Fig. 1. Reihenfolge der Schichten westl. Panajoch (Jochscharte) an der Seceda-Pana-Scharte. *Dol* = Dolomit mit Cassianer *(Cass.)* Mergel in Wechsellagerung. *Wg* = Wengener Mergel. *Br. K* = Dickgebankter Kalk mit wulstigen Oberflächen oder brecciös. *gr. Tu.* = grünliche Tuffe *(Pietra verde)*. *nod. K* = Knollenkalk. *Tu. u. K* = dünngeschichtete Tuffe und Kalke. *gr. Tu* = *Pietra verde* (6 in Text) *nod. K* = dunkelgraue kieselreiche Knollenkalkstufe (5 in Text). *Tu. m.* = wechsellagernde grüne Tuffe und rötliche oder violette Mergelschiefer und Kalke (3 und 4 in Text). *nod. K* u. *gr. Tu.* = hellgrauer Knollenkalk mit eingelagerten grünlichen Tuffen (2 in Text).

Diese gemischte Schichtenfolge bildet sehr ansehnliche Aufschlüsse an der Basis des weißen Dolomits. Wichtig ist das Vorhandensein des konglomeratischen Dolomits (Nr. 6 des letzten Profils) in annähernd demselben „oberen Buchensteiner" Horizont wie die ganz ähnlichen Gesteine in der dolomitischen Fazies (Nr. 3 und 4 auf S. 36).

Etwas weiter im W ist in der gesenkten Scholle das folgende Profil der Buchensteiner Schichten aufgeschlossen.

Hangend: Graubraun verwitternde, plattige Schiefer, Übergangsschichten zu den Wengener Schichten (vgl. Fortsetzung des Profils auf S. 115).

Buchensteiner Schichten.

8. Dickgebankter Kalk mit Krinoidenresten oder mit unebenen Schichtenflächen . . . . . etwa 1·5 *m*
7. Graue, dünnschichtige, mergelige Kalke, die mit feinen Lagen eines braungrünen, aphanitischen Tuffes wechsellagern . 5 *m*
6. Lebhaftgrüne Tuffe (Pietra verde) . . . . . 0·35 *m*
5. Dünn- und dickgeschichteter, dunkelgrauer oder gelbroter, bituminös riechender, knolliger Kalk mit gelbem oder dunklem Hornstein 6 *m*
4. Lebhaftgrüne Tuffe (Pietra verde) . . . . . 0·26 *m*
3. Wohlgeschichtete Gruppe von sandigen, dunkelolivgrünen, grauen und violetten oder rötlichen Schiefern und Kalken mit dünnen Zwischenlagen feiner grüner Tuffe. An Fossilien sind ***Daonella badiotica, Daonella Taramellii,*** Posidonien und schlechterhaltene Brachiopoden vorhanden . . . . . 3 *m*
2. Hellgraue oder braungebänderte, wohlgeschichtete, knollige Kalke in 12—15 *cm* dicken Lagen, mit Einschaltungen gelber Hornsteine und lebhaftgrüner Tuffe (Pietra verde). Die tieferen Horizonte sind ebener und dünner geschichtet. In diesen fanden sich ***Daonella Taramellii, Daonella tirolensis,*** auch *Posidonia*-ähnliche Reste (cf. ***Posidonia wengensis,*** var. ***cycloides*** Kittl) . . . . . 12 *m*

Oberer alpiner Muschelkalk.

1. Weiche, dünnschichtige, bituminöse, schwarze und dunkelgraue Schiefer mit schlechterhaltenen Resten kleiner Ammoniten und Brachiopoden, Daonellen und Posidonien. Gegen unten gehen sie über in dünngeschichtete, mergelige Dolomite mit Echinodermenresten. Diese liegen auf Mendeldolomit, der im oberen Teil rötlich gefärbt ist.

Die Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten beträgt beiläufig 28 *m*. Die Fazies ist sehr kalkig.

Die Gesteine, die den Secedagipfel (2521 *m*) bilden, sind die knolligen Kalke des Horizonts Nr. 1. Sie sind in zwei leichte Falten gelegt, die NNW—SSO streichen. Die liegenden Schiefer sind in die Faltung nicht miteinbezogen. Die Kalke zeigen eine mehr gleichmäßige und ebenflächig geschichtete Entwicklung als nächst der Fermeda. Sie sind nicht durch Mergellagen unterbrochen. Sie ziehen in einer Mächtigkeit von etwa 12 *m* weiter. Die regelmäßigen Bänke wittern mit unebener Oberfläche und in einer Dicke von 12—15 *cm* aus. Zwischen ihnen befinden sich dünne Lagen von Hornstein oder grünen Tuffen. An Fossilien fanden sich in ihnen *Daonella Taramellii, D. tirolensis* und schlechte Bruchstücke von Ammoniten.

Das allgemeine Aussehen der Buchensteiner Gruppe in der Gipfelregion zeigt die Photographie Taf. I, Fig. 1. Einige Einzelheiten, die mit der Faltung in Zusammenhang stehen, sieht man auf der Photographie Taf. I, Fig. 4.

Der Knollenkalk liegt in den Gipfelaufschlüssen mindestens 100 *m* höher als in der Buchensteiner Serie weiter östlich. Offenbar stehen die beiden Gesteinsmassen nicht in direktem Zusammenhang miteinander. In der Tat läuft östlich des Secedagipfels in der Richtung NNW—SSO ein Bruch durch, dessen Ostflügel gesenkt ist.

Die Knollenkalke der Gipfelgruppe fallen etwa 20° SO. In den Schiefern des oberen Muschelkalks wird das Einfallen steiler und im Mendeldolomit beträgt es 45—50° SO. Diese Änderung steht in Zusammenhang mit den Faltungserscheinungen in den Buchensteiner Schichten, an denen die Muschelkalkhorizonte nicht beteiligt sind. Auf der Photographie Taf. I, Fig. 3, sieht man die Knollenkalke auf dem Südhang des Gipfels und eine allgemeine Ansicht der Gruppe aus SW. Südlich der Gipfelterrasse gibt es ein sehr interessantes Vorkommen eines Ganges von Augitporphyrit, der einen O-W-Bruch einnimmt. Die Gesteine südlich des Bruches sind im Vergleich zu dem Gipfelabschnitt um einige Meter gesenkt. Der Gang besteht aus Augitporphyrit mit einer groben Blockstruktur (Taf. IV, Fig. 11). Die höheren kalkigen Gesteine sind am Kontakt reichlich durchädert und mit zersetzten Streifen des Porphyrits vermischt. Doch erreicht der Gang nicht die Gipfelterrasse. Südlich des Bruches bilden der Augitporphyrit und die höheren Gruppen der Buchensteiner Kalke eine gemischte Fazies von eruptiven und kalkigen Gesteinen. In der Nordwand dagegen sind die Buchensteiner Schichten frei von Eruptivgestein, mit Ausnahme der Tuffzwischenlagen in den Kalken und der senkrechten Gänge in der Nähe des Bruches. Die Aufschlüsse in der Nordwand zeigen also einen gewissen Übergang zwischen der typischen kalkig-dolomitischen Fazies im O, in der Fermeda- und Geißlerdolomitmasse, und der gemischten eruptiven und kalkigen Fazies südlich des Secedagipfels.

Die Gesteine in der gesenkten Scholle südlich des Gipfels sieht man in der Photographie Taf. I, Fig. 3. Über den Knollenkalken, die Nr. 2 in dem letzten Profil der Nordwand entsprechen, folgt hier eine dicke Masse von Augitporphyrit. Der untere Teil des Gesteins zeigt in einer Mächtigkeit von etwa 5 oder 6 *m* eine mehr oder weniger deutliche säulige Absonderung. Gegen oben erfolgt der Übergang in einen massiven Blockporphyrit, der mindestens 7 *m* mächtig ist.

Gelegentlich ist die Oberfläche des Porphyrits auf dem Hang oder auf dem Plateau über ihm aufgeschlossen. Gewöhnlich wird er aber von einer geringen Mächtigkeit gestörter Knollenkalke mit gelben Hornsteinkonkretionen bedeckt. In diesem Falle werden die Schichten des Kalks von dem Porphyrit abgeschnitten und zeigen Kontaktmetamorphose.

Die Unterfläche des Porphyrits hält eine sehr gleichmäßige Höhe ein. Doch liegt er manchmal auf dem gebänderten Knollenkalk, manchmal auf den mehr spaltbaren und schiefrigen Lagen im Hangenden der typischen Knollenkalke. Verfolgt man die Auflagerungsfläche über eine größere Strecke, so sieht man, daß sie die Schichten unkonform abschneidet, jedoch unter einem so geringen Winkel, daß man ihn kaum an irgendeiner Stelle wahrnehmen kann. Dieser Kontakt deutet entweder auf einen Lavaerguß, der sich über eine unregelmäßige, etwas abradierte Oberfläche ausbreitete, oder auf einen fast horizontal ganz nahe der ehemaligen Oberfläche eingedrungenen Lagergang. In seinem ganzen Aussehen und seinen Beziehungen zu den Buchensteiner Schichten zeigt dieser Porphyrit große Ähnlichkeit mit dem unteren Augitporphyrit in den Wänden des Puflatsch (Taf. III, Fig. 7).

Nächst der Seceda ist der Augitporphyrit etwa 12—15 *m* mächtig, er nimmt aber gegen S rasch zu und erreicht eine Mächtigkeit von 30—40 *m*. Hier unterlagert er nun die Aschkler Alpe. Da die ganze Schichtenfolge gegen SSO oder

SO einfällt, sind auf der Alpe die jüngeren Schichten vollständiger vorhanden. Leider ist die Oberfläche stark mit Gras bedeckt, doch sind die Schichten in der gegen W blickenden Wand gut aufgeschlossen, die von der Seceda nach S zieht (Taf. XXIII, Prof. 24).

Eine Probe dieses Augitporphyrits zeigt unter dem Mikroskop eine Grundmasse von etwas blaßbraunem Glas mit vielen Oligoklasmikrolithen; Gasvakuolen mit Epidot mit einer blaßgrünen Masse, wahrscheinlich Chlorit; ophitische Textur: Einsprenglinge von Augit und Oligoklas. Der allgemeine Charakter ist sehr feldspatreich und das Gestein wurde mit der Farbe der unteren Gruppe von Lagergängen und Ergüssen ausgeschieden.

In der gegen W blickenden Felswand kann die Schichtenfolge zwischen dem oberen Teile der Terrasse und dem Rande der Westwand folgendermaßen festgelegt werden:

Seceda—Aschkler; Westwand.

Hangend: Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli*, die hie und da auf den höheren Teilen der Terrasse aufgeschlossen sind.

5. Mandelsteinlava mit Bomben- und Blockstruktur von sehr wechselnder Mächtigkeit . . . . . $^1/_2$—6 *m*
4. Dunkle, plattige und tuffige Schiefer mit lignitischen Pflanzenresten und *Posidonia wengensis* . . . . etwa 3—4 *m*
3. Gänge und Lagergänge von Mandelsteinlava (können vorhanden sein oder auch fehlen)
2. Tuffkonglomerate und Palagonittuffe, die von Gängen durchsetzt sind. Stellenweise sind sie mit Stücken von Buchensteiner Knollenkalk und bombenartigen Fragmenten von Lava vermischt, die eine wirre Masse von Tuff- und Lavabreccie bilden. Auch Einlagerungen von Kalk kommen vor . . . . . 10—12 *m*
1. Knollenkalke und grüne Tuffe, wechsellagernd mit Hornsteinbändern und plattigen Kalken. Diese Gruppe ist durch ausgedehnte Apophysen und Gänge von Porphyrit in Streifen und gestörte Schollen zerlegt . . . . etwa 5—6 *m*

Liegend: Entweder Buchensteiner Kalke oder die untere Lage von Augitporphyrit.

Die Tuffe und Tuffkonglomerate zeigen deutliche Spuren von Schichtung. Örtlich sind sie aber so sehr von Blocklava durchsetzt und mit kalkigem und porphyritischem Material vermischt, daß sie eine wirre agglomeratische Masse bilden. Große und kleine Bruchstücke von geschichtetem Kalk sind in die Blocklava eingebettet. Diese scheint den oberen Teil des massiven Augitporphyrits zu vertreten, den wir etwas weiter im N beobachtet haben. Die kalkige Gruppe Nr. 1 ist hier von dem oberen Teil des Porphyrits zertrümmert und von Gängen und Lagergängen durchsetzt worden. Die Tuffe und Tuffkonglomerate sind in der Nähe mancher Teile des Porphyrits sehr verändert. Sie zeigen massenhaft feine Risse und Spalten, die mit sekundären Mineralien erfüllt sind.

Obwohl also der Augitporphyrit näher bei der Seceda mit seiner Unterfläche so regelmäßig auf dem Kalk liegt, bin ich doch zu der Ansicht gelangt, daß es sich hier um das auskeilende Ende eines Lagerganges handelt, der von S kam und in die ganz oberflächlichen Teile der Erdrinde eindrang.

Auf der oberen Terrasse etwas östlich der Kante der Wand trifft man hie und da Aufschlüsse, in denen der Horizont Nr. 4 unmittelbar auf einem höheren Lavaerguß, gelegentlich auch auf Tuffen oder Konglomeraten liegt. In einem Aufschluß sind die tiefsten Horizonte der Pflanzenschiefer leicht gewellt auf einer unregelmäßigen Lavaoberfläche aufruhend. Sie zeigten geglättete und veränderte Kontaktflächen.

Im Feld hat die Verfasserin viel Sorgfalt darauf verwendet, die Beziehungen, die zwischen den Horizonten Nr. 3, 4 und 5 bestehen, zu verfolgen. Es erwies sich aber als unmöglich, die Einzelheiten in dem Maßstabe der beigegebenen Karte darzustellen.

Der höhere Oberflächenerguß ist ein Mandelsteinmelaphyr. Man kann an mehreren Stellen beobachten, daß er mit einem Netzwerk von Lava in Verbindung steht, die sich in der ihn unterlagernden Gruppe von dunklen, spaltbaren Pflanzenschiefern als oberflächliche Lagergänge und verzweigte Gänge ausbreitet und auch in die Tuff- und Porphyritkonglomerate eindringt.

Dünnschliffe von dieser höheren Gruppe oberflächennäher Lagergänge zeigen unter dem Mikroskop viele kleine Mandelräume, Fluidalstruktur und eine mikrolithische Grundmasse, oft voller winziger Plagioklasnadeln. Als Einsprenglinge erscheinen darin: massenhaft große Augite, ziemlich reichlich geränderte Plagioklase, spärlicher, stark zersetzter Olivin. Das Gestein unterscheidet sich sehr wenig von Proben des Oberflächenergusses. Die geringen vorhandenen Unterschiede liegen hauptsächlich in der bedeutenderen Größe und Häufigkeit der Mandeln und in der mehr glasigen Beschaffenheit der Grundmasse des Ergusses.

Die obere Buchensteiner Gruppe auf der Aschkler Alpe.

Den besten Aufschluß auf der Ostseite der Terrasse gegen die Aschkler Alpe zu fand die Verfasserin im Jahre 1911. Am ganzen Abhang hat Mojsisovics die Wengener Schichten kartiert, dagegen hat die Verfasserin diesen Aufschluß für das Vorhandensein einer oberen Buchensteiner Gruppe als sehr beweisend gehalten und hat sie in dieser Weise aufgefaßt.[1]) Er liegt nächst dem unteren Ende der Böschung westlich der Alpe, in etwa 2240 *m* Höhe. Seine genaue Stelle ist auf der Karte durch ein Fallzeichen nordöstlich Punkt 2282 angegeben. Er sei in dem folgenden Profil beschrieben.

[1] Ogilvie Gordon: Vgl. S. 35.

Profil bei der Aschkler Alpe.

Hangend: Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli.*

16. Melaphyr, gewöhnlich mit gerundeten Blöcken, aber hie und da auch senkrecht geklüftet. Die liegenden Teile, nahe am Kontakt, sind sehr mandelreich, mit großen Augiten und vielen kleinen Plagioklaskristallen in einer Grundmasse, die rostbraun oder blaßgrün verwittert. Dieser Teil geht in ein Agglomerat mit Kalkeinschlüssen über. Die Mächtigkeit wechselt sehr stark . . . . . etwa 5—8 *m*

Obere Buchensteiner Schichtengruppe.

15. Graue Knollenkalke und Kieselkalke, wechsellagernd mit feinen Palagonittuffen und mit dunkelblau und braungebänderten, tuffigen und mergeligen Kalken. *Posidonia wengensis, Daonella Pichleri,* Pflanzenreste . . . 2 *m*
14. Braun und olivgrün verwitternde Tuffe . . . . . 0·5 *m*
13. Feine Konglomerate, bestehend aus mehr oder weniger gerundeten Stücken von Buchensteiner und oberen Muschelkalkhorizonten und aus zersetzten Augitporphyriten. Die Bruchstücke sind teils ganz klein, teils faustgroß. Sie sind durch grüne, tuffige Mergel verkittet. Die Konglomerate sind durch drei deutliche Horizonte graugrüner Schiefer und tuffiger Mergel unterbrochen, demselben Gestein, das die Grundmasse des Konglomerats bildet. An Fossilien ist weitaus am häufigsten *Posidonomya wengensis; Avicula globulus* ist gewöhnlich. Auch kleine Brachiopoden und Ammoniten, darunter *Protrachyceras Gredleri,* kommen vor . . . . . etwa 2·5 *m*
12. Sehr tuffreiche Lagen von Schiefern und gebänderten schieferigen Kalken mit *Posidonia wengensis;* spaltbare, dunkelblaue Platten voll Avikuliden . . . . . 0·25 *m*
11. Grobe Breccien und Konglomerate mit denselben, nur größeren Bestandteilen wie die feineren Konglomerate weiter oben. In den unteren Horizonten mögen sie die doppelte Größe erreichen und liegen oft sehr unregelmäßig in der Grundmasse. Kleine Biotitschuppen sind in dieser reichlich verstreut . . . . . etwa 1·5 *m*
10. Unregelmäßige Lage von Hornsteinkalk. Darunter ein Tuffmergel, der so dicht mit Biotitplättchen erfüllt ist, daß er wie ein Glimmerschiefer aussieht . . . . . 0·35 *m*
9. Grobe Tuffbreccie, die sehr viele eckige Bruchstücke von Gesteinen der Buchensteiner Schichten, des oberen Muschelkalks und des Mendeldolomits enthält. Die Grundmasse bilden grüne Tuffmergel. Das tuffige Material macht in den oberen Lagen den größeren Anteil aus. Die Bruchstücke sind meist flach, mit zackigen Ecken . 0·5 *m*

Hauptgruppe der Buchensteiner Schichten.

8. Dünngeschichtete grüne Tuffe; am Oberrand eine dicke Lage, die mit Biotitnestern erfüllt ist . . . . . 0·25 *m*
7. Weiche grüne Tuffe und plattige Kalke. *Daonella cf. reticulata* . . . . . etwa 1 *m*
6. Schwarze oder dunkelgraue, glänzende Schiefer und schiefrige Kalke mit vielen Daonellen *(Daonella Pichleri)* und „Posidonien", die Jugendformen von Daonellenarten vorstellen mögen, gelegentlich mit schlechten Bruchstücken von Ammoniten, in manchen Lagen mit Pflanzenresten und mit Biotitschüppchen . . . . . 2 *m*
5. Dunkelgraue bis schwarze, manchmal gebänderte kalkige und sandige Schiefer mit *Daonella arctica* . . . . 1 *m*
4. Dünne Lage blaßgrünen oder graugrünen Tuffes.
3. Schwarzer, plattiger Kalk mit schiefrigen Zwischenlagen. Dichtgedrängte Schalen von *Daonella Taramellii* wittern auf den Schichtenflächen aus . . . . . 3 *m*
2. Grobe braune Tuffe und tuffige Schiefer mit Pflanzenresten, dazu eine geringmächtige Lage von Tuffkonglomerat . . . . . 1—5 *m*

Hier ist das Profil unterbrochen. Etwas seitwärts in einem benachbarten Graben auf demselben Hang findet man

1. dickgeschichtete Knollenkalke mit Hornsteinkonkretionen. Sie sind nur teilweise aufgeschlossen und verschwinden gegen N unter der Almwiese.

Die Schichtenfolge von Nr. 9 bis Nr. 16 kann als eine Übergangsbildung zwischen der Buchensteiner und der Wengener-Gruppe angesehen werden. Es war dieses Profil, an dem die Verfasserin im Jahre 1911 ihre im Fassaner Gebiet gemachte Bestimmung einer deutlichen oberen Buchensteiner Gruppe von Tuffkonglomeraten und Hornsteinknollenkalken für das Grödener Tal bestätigen konnte (Fig. 2). Das Auftreten der *Daonella Pichleri* in Nr. 14 deutet auf einen Horizont, der nach stratigraphischen Gesichtspunkten noch in die Buchensteiner Periode gehört. Auch ist der Kalk ganz vom kieseligen Buchensteiner Typus.

Die grünen Tuffe in Nr. 7 und 8 bezeichnen den Beginn der Konglomerate. Eingelagert sind innen plattige Kalke, aber auch Hornsteinknollen. Der Horizont Nr. 10 ist fast ein zusammenhängendes Hornsteinband.

Sehr bemerkenswert ist das Auftreten der *Posidonia wengensis* Wissmann in allen Horizonten der Buchensteiner Schichten, denn diese Spezies wurde gewöhnlich als leitend für die Wengener Schichten angesehen. Doch haben schon mehrere Geologen diese Art in den letzten Jahren auch in den Buchensteiner Schichten gefunden, allerdings größtenteils nur in deren höheren Teilen. Die Exemplare aus den plattigen Kalken der tieferliegenden Schichten in der Buchensteiner Gruppe vom Secedagipfel gleichen der Varietät *cycloides,* die Kittl beschrieben hat. Kittl vermutet, daß diese Varietät die Jugendformen verschiedener Arten enthält (vgl. Heft 2, S. 57). In den Aufschlüssen auf der Aschkler Alpe erscheint dieselbe Varietät der *Posidonia wengensis* sehr zahlreich in den höheren Bänken der Buchensteiner Schichten, auf denselben Gesteinsplatten wie *Daonella Pichleri.* Zusammen mit den größeren Daonellen kamen eine Anzahl kleiner und offenbar junger Stücke vor, die aber sehr deutlich die radialen Furchen zeigten.

Nach Kittl tritt *Daonella Pichleri* Gümb. sp. entschieden in höheren Horizonten auf als *Daonella Taramellii*. Er gibt an, daß sie manchmal zusammen mit *Daonella tyrolensis*, manchmal mit *Daonella Lommeli* vorkommt. Dies stimmt sehr gut mit dem Auftreten der *Daonella Pichleri* in den Übergangshorizonten der oberen Buchensteiner Schichten der Aschkler Alpe.

Einen sicheren Wengener Horizont bilden auf der Aschkler Alpe erst die Schiefer mit *Daonella Lommeli*, die auf einer unebenen und zerklüfteten Oberfläche des Augitporphyrits aufliegen. Sie schmiegen sich den Vertiefungen und

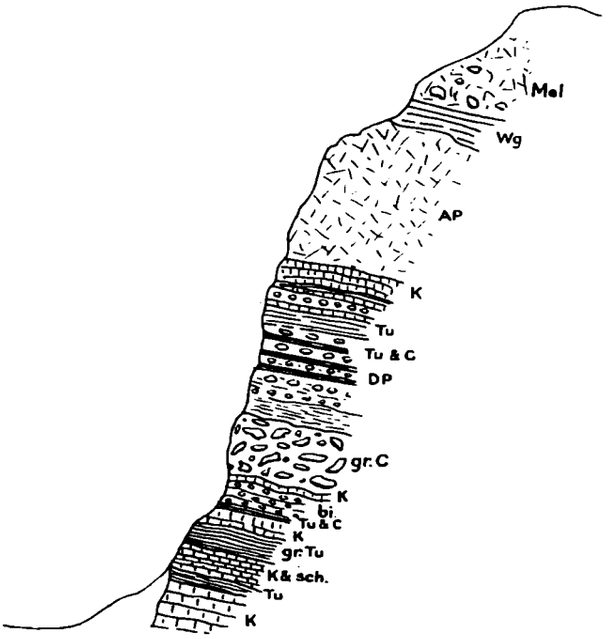
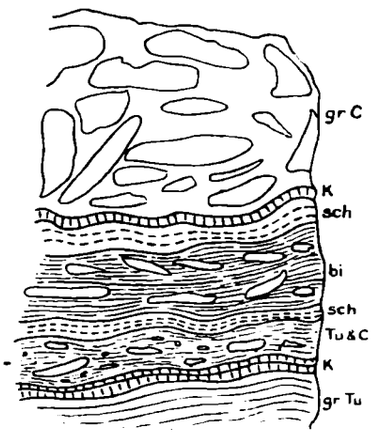


Fig. 2. Ober Buchensteiner Reihenfolge, Aschkler Alpe. (Buchstaben wie früher.) *DP* = Horizont mit *Daonella Pichleri*; *gr. C* = grobe Konglomerate; *bi* = Biotit führender Schiefer.



Vergrößerung zu Fig. 2.

Spalten in derselben Weise an, die so außerordentlich bezeichnend für die Wengener Gruppe auf der Seiser Alpe ist. Gegen oben gehen sie in eine Wechsellagerung von Laven und Tuffen über, die die höheren Horizonte der Aschkler Terrasse bildet.

Eine andere auffallende Beobachtung ist, daß sogar innerhalb der Länge und Breite der Aschkler Terrasse das Aussehen und die Zusammensetzung der Konglomerate deutlich wechselt. Auf der Süd- und Südostseite haben sie viel mehr die Beschaffenheit von Tuffkonglomeraten als auf der Westseite, und sie bilden dort offenbar einen Teil einer mehr ausgesprochen vulkanischen Fazies. Gegen Grödental zu, am Abhang zwischen Tubla und Pigon, ist eine gut aufgeschlossene Reihenfolge zu sehen, worin alle Eruptivgesteine in einer mächtigeren Entwicklung vorkommen und die Hornsteinknollenkalke mit vielen Gängen und Lagergängen durchdrungen sind. Es kommen hier sehr interessante Aufschlüsse vom Ineinanderkeilen des groben Konglomerats und der Hornsteinknollenkalke vor (Fig. 3).

Die Komponenten der Konglomerate stammen überwiegend aus den unmittelbar vorhergehenden Buchensteiner Horizonten. Auf der Ostseite der Terrasse, von der das obige Profil genommen wurde, sind die Bruchstücke in der tiefsten Breccie zackig und unabgenutzt, als ob sie in der unmittelbaren Nachbarschaft abgebrochen worden wären. Scheinbar wurden sie auch an einer Stelle hoch genug über jenem Teil des Meeresbodens abgelagert, wo die Laven und Tuffe sich ansammelten, so daß sie von nicht mehr als einer dünnen Bestreuung mit Tuff bedeckt wurden. Es senkte sich also wahrscheinlich das Gebiet der Laven und Tuffe im Vergleich zu dem der Breccien und Konglomerate. Aber auch dieses senkte sich im Vergleich zu einem submarinen Rücken oder einem Land im NW.

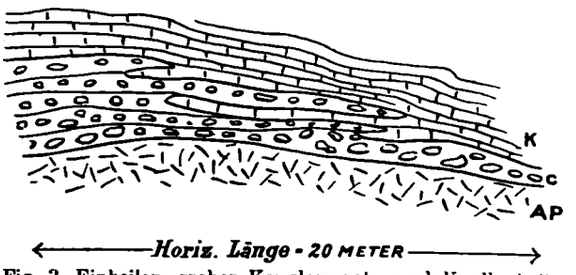


Fig. 3. Einkeilen grober Konglomerate und Knollenkalke in obere Buchensteiner Schichten bei Pozza (Pigon) im Grödental. *AP* = Augitporphyrit; *C* = Konglomerat (Tuffzement); *K* = Knollenkalk.

Die beschriebenen Fazies der oberen Buchensteiner Übergangsschichten unterscheiden sich beide von der gleichzeitigen kalkigen Entwicklung, wie sie in der Nordwand von der Seceda- zur Joch(Pana)scharte aufgeschlossen ist. Hier wechseln die grünen und braunen Tuffe mit Hornstein führenden Knollenkalken, aber die Konglomerate fehlen (vgl. S. 44). Wieder verschieden ist die dolomitische Fazies der Buchensteiner Schichten, die in der Wand der Fermeda- und Geißler Masse östlich der Scharte auftritt, wo eine geringe Mächtigkeit von Konglomeraten vorhanden ist, aber in einer Grundmasse von dolomitischem Mergel, ohne Beimischung von Tuffen.

Man kann sagen, daß alle vier Abstufungen der Fazies, die man um die West- und Nordwand sowie auf den Hängen von Aschkler und Seceda verfolgen kann, parallele Streifen bilden. Ihre Längserstreckung dreht sich aus NW—SO über einen südlichen Bogen nach WNW—OSO. Die einfachste Erklärung der Erscheinung ist die, daß sich darin eine Reihe von Verschiedenheiten in der Tiefenlage des Meeresbodens ausspricht, die sich während der Periode vulkanischer

Tätigkeit zur oberen Buchensteiner Zeit herausbildete. Der Streifen stärkster Senkung lag gegen SO, von der Aschkler Alpe gegen das Grödener Tal. Da die Lagergänge gegen das Grödener Gebiet dicker werden, lag die Quelle des Eruptivmaterials offenbar in dieser Richtung. Das Konglomeratband befindet sich zwischen dem Gebiet der Senkung und dem einer relativen Hebung oder dem Plateau, auf dem die kalkig-dolomitische Fazies abgesetzt wurde (vgl. Fig. 3).

Die zackigen Bruchstücke flacher Platten von Kalk in den groben Breccien an der Basis der oberen Buchensteiner Gruppe in dem zuletzt besprochenen Profil können wohl unmöglich über eine irgend größere Entfernung verfrachtet sein. Ihre Herkunft deutet eher auf eine Zertrümmerung der Erdkruste in der unmittelbaren Nachbarschaft, im Zusammenhang mit dem Beginn der Eruptivtätigkeit und mit Änderungen der Höhenlage.

Als diese Bewegungen weiter fortschritten, eröffnete sich ein Zugang zu diesem Teil der See von einer Landoberfläche im NW. Dies ist deutlich angezeigt durch das Hereinströmen von Biotitkörnern und Geröllen, die in den höheren Horizonten des Profils der Aschkler Alpe den Breccien und Konglomeraten eingelagert sind.

Anderseits verrät die mergelige und kalkige Fazies der Nordwand von Seceda und Pana einen Seichtwasserabsatz in einem mehr geschützten Gebiet. Die Artenarmut und die geringe Größe der Fossilien deuten auf ungünstige und wahrscheinlich brackische Verhältnisse. Das dolomitische Konglomerat hinwieder in der Schichtenfolge der Fermeda- und Geißlergruppe enthält meist abgerollte und gerundete Massen und weist auf Brandungswirkung. Diese beiden Fazies unterscheiden sich sehr auffallend von der eruptiven Fazies und von der gemischten eruptiv-sedimentären Fazies der Aschkler Alpe.

Alle die bisher beschriebenen Schichtenfolgen von Buchensteiner Gesteinen im Seceda- und Aschkler Gebiet gehören tektonisch zu der überschobenen Felsmasse, die den östlichen Teil des Grödner Tales bildet.

Nachbarschaft von Festlandsgebieten.

Diese Ergebnisse stimmen überein mit der Annahme, daß eine Landmasse, die während des Perms erhoben worden war, zur Triaszeit nördlich und westlich unseres Gebietes lag. Der Streifen eruptiver Tätigkeit zur oberen Buchensteiner Zeit hätte seinen Platz zwischen dem Land und der offenen See gehabt. Doch war das Land während des Absatzes des kalkig-dolomitischen oberen alpinen Muschelkalks in diesem Gebiet wahrscheinlich ziemlich weit entfernt. Die mehr gemischte Schichtenfolge von Schiefern und Kalken in den obersten Horizonten des Muschelkalks und in der Buchensteiner Gruppe der Aschkler Alpe zeigten uns, daß die Verhältnisse des Meeres sich änderten. In den oberen Horizonten der Buchensteiner Schichten führen die Tuffe, Schiefer und feineren Breccien massenhaft Stengel und Blätter von Landpflanzen. Die Schichtenflächen wurden zu wiederholten Malen mit Biotitschuppen bedeckt. Dies alles beweist sicher, daß Flüsse von einem viel näher gelegenen Land herabkamen, als es zur Muschelkalkzeit möglich war. Man kann also schließen, daß sich am Rande des älteren alpinen Landes regionale Änderungen in der Höhenlage der Erdkruste vollzogen.

Wie später gezeigt werden wird, beruhten diese Änderungen auf Krustenbewegungen, die von S her vorrückten. Die erste wesentliche Teilnahme der nördlichen Gebiete nächst den permischen Alpen an diesen Bewegungen erfolgte nach dem Zeitabschnitt, zu dem die grünen, aphanitischen Tuffe in den nördlichen Meeren erschienen waren und sich den Buchensteiner Knollen- und Plattenkalken beigemengt hatten. Die Masse dieser Tuffe nimmt gegen SO zu; offenbar kamen sie aus dieser Richtung.

Örtliche Schichtenstörungen werden unzweifelhaft durch die Beschaffenheit der groben Tuffkalkbreccien der Aschkler Alpe angedeutet, die hier zu den oberen Buchensteiner Schichten gerechnet werden. Feine Tuffe von dunkelbrauner Farbe und eisenschüssiger Beschaffenheit treten allerdings schon in Verbindung mit wesentlich tieferen Teilen der Buchensteiner Serie auf.

Aufschlüsse im Grödental oberhalb St. Christina.

Zwischen St. Christina und Wolkenstein bilden große Moränenmassen eine Talschwelle, die der Grödenbach in enger Schlucht durchbricht. Unter diesen Moränenmassen kommen im Bacheinschnitt Buchensteiner Kalke und Eruptivgesteine vor, die am schönsten längs der neuen Eisenbahnlinie aufgeschlossen sind. Die folgende Beschreibung geht von W nach O ansteigend.

Unterhalb der Fischburg stehen am Grödenbach zu beiden Seiten Felsen von festem, dunkelgrünlichem Augitporphyrit an. Nördlich über diesem Aufschluß folgt ein kugelig verwitternder Augitporphyrit oberhalb und unterhalb der Bahnlinie. Auf diesem Fels lagern mächtige, grünlichgraue Breccien aus Buchensteiner Hornsteinkalken mit Eruptivmaterial verbunden. Noch höher liegen Moränen.

Östlich, gegen Pigon zu, stoßen an die Blockporphyre feste, flachgebogene Buchensteiner Hornsteinkalke. Weiter östlich sind diese Schichten von einem Augitporphyritgang durchbrochen. Es liegen hier auf den Knollenkalken grobe Tuffe in Wechsellagerung mit Kalk- und Porphyritagglomeraten, dann 4—5 *m* feinere, rundlich verwitternde Tuffe.

In der nächsten Strecke wechseln Buchensteiner Kalkkonglomeratschichten mit feinen Porphyrtuffen, im Aussehen ähnlich mit der oberen Buchensteiner Gruppe auf der Aschkler Alpe. Sie sind hier von Kalzitflächen durchzogen und zeigen Rutschflächen. Eine eingemauerte Felsmasse von diesen ist horizontal gestriemt mit N 60° O-Streichen. Auf diesen Tuffen liegen große Dolomitblöcke, deren Herkunft möglicherweise tektonischer Natur ist.

Im allgemeinen ist die Lagerung der Buchensteiner Schichten in diesen Aufschlüssen sehr flach und leicht verbogen. Sie bilden die unmittelbare östliche Fortsetzung der schönen Aufschlüsse im Saltriebach und beweisen, daß im Tal die Eruptivgesteine gut entwickelt sind. Tektonisch gehören sie zu der Basal- oder unterschobenen Masse im Grödental.

Die Buchensteiner Schichten im Saltrietal.

Nun sollen die Buchensteiner Schichten auf der Südseite des Grödener Tales, zwischen diesem und der Seiser Alpe, beschrieben werden. Infolge seiner Einteilung der Schichten hat Mojsisovics[1]) die Eruptivgesteine im Saltrietal zu Wengener Schichten gestellt und alle als Lavaergüsse und Tuffe beschrieben. Dasselbe gilt für die Pitzbach- und Pufler Bachabhänge am Nordrand der Seiser Alpe.

Die Ortskirche von St. Christina in Gröden steht imponierend auf einem vorspringenden Felsen von Mendeldolomit, der sich steil auf der rechten Seite des Grödenbaches erhebt. Unterhalb der Brücke übersetzt ein Steg den Bach in etwa 1346 *m* Höhe. Hier steht der untere Muschelkalk im Liegenden des Mendeldolomits an. Auf der linken Seite des Baches erhebt sich der Mendeldolomit wieder steil und wird unmittelbar von Augitporphyrit überlagert. Von den bituminösen Horizonten oder den Buchensteiner Schichten zeigt sich keine Spur zwischen dem Mendeldolomit und dem Augitporphyrit. Dieser ist zweifellos ein Lagergang, der den Schichtenflächen fast vollkommen parallel ist. Mitten in dem Augitporphyrit liegt etwa 60 *m* höher oben ein Band von Knollenkalken, Tuffen und Tuffkalkkonglomeraten. Es ruht dem Porphyrit diskordant auf, und seine Mächtigkeit wechselt von Ort zu Ort. Im Durchschnitt ist es 8—12 *m* dick. Ein Handstück, das einige Meter unter dieser Gruppe von Schichtengesteinen dem Porphyrit entnommen wurde, zeigt unter dem Mikroskop reichlich kleine Einsprenglinge von Plagioklas, wesentlich weniger zahlreiche große Augite und etwas Olivin. Die glasige Grundmasse ist durchsetzt mit breiten Feldspatplatten und Mandelräumen, die von Chlorit erfüllt sind. Das Handstück weist Anzeichen von Druck und Riefung auf; eine Erscheinung, die in den höheren Teilen dieser Gesteinsmasse sehr häufig ist.

Das Gestein ist also ein Andesit, einer der Haupttypen der als „Augitporphyrit" beschriebenen Gesteine in dem Gebiet. Es ist reich an Plagioklas.

Der Lagergang setzt sich südwärts in ein Nebental des Saltriebaches fort, dessen unterer Teil auch als Jendertal bekannt ist. Hier verzweigt er sich in dem obersten Muschelkalk und den Buchensteiner Schichten und bildet einen Teil der Steilabstürze, die das Jendertal an seiner Ostseite begleiten. Die Verhältnisse sind in einem Graben gut aufgeschlossen, der vom Osthang in ost- westlicher Richtung herunterkommt und den Steig etwa bei der Höhenlinie 1440 erreicht.

In demselben Graben sieht man 1480 *m* hoch auf der Nordseite Augitporphyrit direkt auf Mendeldolomit liegen. Der Porphyrit schneidet dann den Dolomit und nimmt die Sohle des Grabens ein. Sein Kontakt mit dem Mendeldolomit der Südseite bildet einen steilen Winkel mit der Schichtung des Dolomits. Dessen Hangendgrenze liegt auf der Südseite in 1485 *m* Höhe.

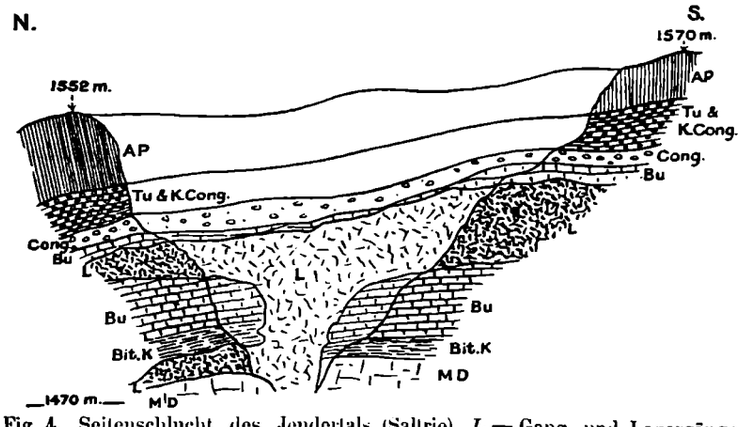


Fig. 4. Seitenschlucht des Jendertals (Saltrie). L = Gang und Lagergänge im Saltrietal (Ostseite). Die Plattenkalke und Konglomerate sind auf der Südseite mehr gehoben als auf der Nordseite der Gangschlucht.

Über einige Meter steht dann entweder Augitporphyrit an, oder der Boden ist von losen, verwitterten Porphyritmassen bedeckt. In 1496 *m* Höhe ist auf beiden Seiten des Grabens horizontal geschichteter, Hornstein führender Knollenkalk vom bezeichnenden Aussehen der Buchensteiner Schichten vorhanden. In 1505 *m* Höhe folgt darüber Augitporphyrit, dessen unkonformes Auftreten als Lagergang deutlich zu sehen ist. Auf der Nordseite des Grabens wird der Porphyrit etwa 10 *m* höher oben von einer vorspringenden Felsmasse aus Konglomerat überlagert, das aus Bruchstücken von Porphyrit und Kalk in einer tuffigen Grundmasse zusammengesetzt ist. Die höheren Teile des Konglomerats schließen linsenförmige Massen des grünlichen Tuffes ein. Darüber folgt eine wohlentwickelte Gruppe plattiger Kalke und grüner, tuffiger Schiefer. Auf der Südseite des Grabens sind dieselben Gesteine vorhanden, sie stehen aber mindestens 20 *m* höher oben an (Fig. 4).

Es sieht so aus, als ob die Verlagerung hier gleichzeitig mit dem Eindringen des Augitporphyrits in eine senkrechte Spalte gewesen wäre. Er breitete sich nach beiten Seiten aus, doch war auf der Südseite die Masse des Lagerganges größer. Das Dach aus Sedimentgesteinen wurde hier mehr als nördlich der Spalte gehoben und erscheint jetzt im S an einer höheren Stelle des Hanges.

Diese Lagergänge kann man gegen SO über das Gehänge verfolgen bis zu einem Gang aus demselben feldspatreichen Augitporphyrit. Er nimmt eine andere Eintiefung des Hanges ein. Auf der einen Seite breitet er sich in einer Mächtigkeit von etwa 30 *m* zwischen Buchensteiner Schichten zu seinen beiden Seiten aus. Eine lagerartige Abzweigung schneidet auf der südlichen oder linken Seite der Mulde schräg durch die Knollenkalke. Dieser Lagergang wird hier unmittelbar von den konglomeratischen Gesteinen überlagert. Auf der Nordseite der Mulde, d. h. mehr gegen die oben beschriebenen Aufschlüsse zu, geht von dem Gang eine mächtigere horizontale Apophyse ab, so daß der Augitporphyrit auf dieser Seite bis zu einer größeren Höhe ansteht. Er wird von Plattenkalken überlagert, die auf der Südseite fehlen. Über diesen liegen die konglomeratischen Horizonte. Diese senkrechte Verlagerung ist also das Gegenstück zu der weiter oben beschriebenen. Sie bedeutet eine Senkung unmittelbar nördlich des Ganges, eine Hebung im S. Diese Bewegungen stehen mit der Intrusion in Verbindung.

[1]) Mojsisovics, „Dolomitriffe" l. c. S. 157.

Die Schichtenfolge auf der Nordseite enthält die folgenden Horizonte (von unten nach oben):

1. Die Augitporphyritintrusion von dem feldspatreichen Gang aus, mit Absonderung in Säulen, die unter einem Winkel von 45° stehen.
2. Eine Lage hochgradig kieseligen Kalks.
3. Grobe Tuffkalkbreccie. Die untersten 4 *m* zeigen wenig Spuren von Schichtung. Dann stellt sich Schichtung in drei dicke Bänke ein, deren jede etwa 1·25 *m* mächtig ist.
4. 8—10 *m* Tuffkalkkonglomerate, in denen der Tuff außerordentlich fein, entweder grünlich oder braun ist. Die Einschlüsse sind flache Bruchstücke, hauptsächlich von dem hornsteinreichen Buchensteiner Knollenkalk. Manche sind ziemlich groß. In gewissen Lagen treten abgenutzte und gerundete kleinere Gerölle auf.
5. Dicke Lage grünen Tuffes, etwa 1 *m*.
6. Eine Bank harten kieseligen Kalks.
7. 3·5 *m* plattiger, hornsteinreicher Kalke.
8. Wechselnde Mächtigkeit von einigen Metern Tuffkonglomerat. Darüber folgt die obere Lage der Mandelsteinlava.

Folgt man dem Hang gegen S, so ändern sich die Aufschlüsse der Buchensteiner Schichten im Zusammenhang mit der Lage der Gänge rasch.

Eine Probe des Augitporphyrits aus der Mitte des Ganges zeigt eine Grundmasse von dunkelbraunem Glas und augitischem Material, das viele Mikrolithen von Oligoklas einschließt. Ophitische Textur, grüne Lückenausfüllungen, scheinbar sekundäres Glas, doch ist es nicht überall ganz isotropisch. Einsprenglinge von Oligoklas und großen, blaßgrünen Augiten. Beide sind mehr oder weniger zersetzt. Ein schwarzes, undurchsichtiges Mineral, scheinbar Magnetit, bildet manchmal Ketten oder Stäbe.

Dies erinnert etwas an den Lagergang der Aschkler Alpe, doch sind keine Vakuolen vorhanden. Der Gang hier steckt in tieferen Teilen der Erdkruste.

Eine Probe der oberen Lage von Melaphyr oder „Mandelsteinlava" (Nr. 8) zeigt reichlich große Augite, kleine Plagioklaseinsprenglinge in ziemlicher Menge und etwas Olivin in einer hyalopilitischen Grundmasse mit viel Magnetit und mit Feldspatmikrolithen. In manchen Proben ist die Grundmasse sehr mandelreich, und die Feldspateinsprenglinge sind vollständig zersetzt, mit einem äußeren Rand von sekundärem Albit. Pseudomorphosen von Kalzit nach Olivin sind gewöhnlich. Größere Hohlräume haben eine Auskleidung von Chlorit und einen Kern von Kalzit, oder sie sind ganz mit Chlorit ausgefüllt.

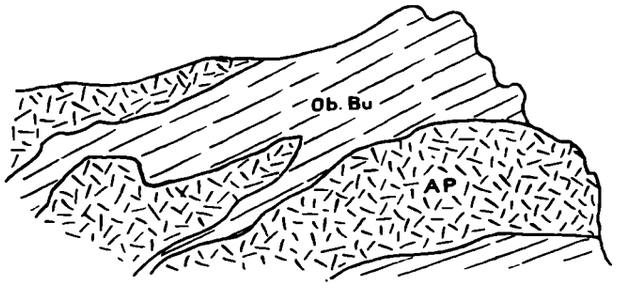


Fig. 5. Gänge im oberen Buchensteiner Knollenkalk beim Steig an der Ostseite des Saltrietals — 1535 *m*.

Wo der Steig in 1535 *m* Höhe eine lange Serpentine gegen O macht und dabei einen doppelten Bacheinschnitt ausgeht, trifft man im innersten Teil der Kurve einen guten Aufschluß des Kontakts zwischen Buchensteiner Kalk und dem feldspatreichen Porphyrit in seinem Liegenden. An mehreren Stellen sieht man, wie der Porphyrit gegen die Kalkschichten abstößt. Diese bestehen aus Hornstein führendem Knollenkalk, der örtlich infolge der Gegenwart tuffiger Schiefer zwischen den Knollen in den Kalkbänken ein konglomeratisches Aussehen annimmt. Gewisse Lagen sind stark gefaltet, und ihre Synklinalstirnen dringen keilartig in den liegenden Porphyrit ein. Der Porphyrit folgt an manchen Stellen den Schichtenflächen, an anderen durchschneidet er sie. Es handelt sich zweifellos um einen Lagergang (Taf. V, Fig. 17).

In dem südlichen Ast des Bacheinschnittes findet man keinen Augitporphyrit in den Horizonten der hornsteinreichen Knollenkalke. Diese fallen mit 15° Neigung gegen ONO.

Ein anderer interessanter Umstand hier ist eine Unregelmäßigkeit in der Schichtenfolge der Knollenkalke. Eine wohlgeschichtete Gruppe dieser Kalke, die mit etwa 15° ONO fällt, wird diskordant durch eine fast horizontale Schichtengruppe überlagert, die sich vom Knollenkalk nur durch größere Spaltbarkeit und ebenere Schichtenflächen unterscheidet. Es zeigt sich keine Spur einer tektonischen Bewegung. Das Vorkommen scheint auf Schrägschichtung zu beruhen, die durch unregelmäßige Strömungen zur Zeit des Absatzes hervorgerufen wurde.

Von hier aufwärts bis zur ersten Brücke über den Saltriebach in etwa 1458 *m* Höhe findet man die hauptsächlichen Aufschlüsse des Kontakts auf dem steilen rechten Ufer des Baches unterhalb des Steiges. Die Buchensteiner Kalke und die sie unterlagernden blaugrauen, bituminösen, dolomitischen Kalke zeigen sich fortwährend von Gängen und Lagergängen des Porphyrits durchsetzt. Manchmal ist die Serie selbst von fast horizontalen Quetschungsflächen durchschnitten. An diesen wurden einzelne Schichtengruppen in kleine Falten gelegt, und Differentialbewegungen haben sich an ihnen vollzogen. Diese Verhältnisse sind in schmalen, schluchtartigen Einschnitten unmittelbar neben zwei kleinen Bächen aufgeschlossen, die über den Osthang in einer Reihe von Wasserfällen herabkommen.

Ein Schliff eines Lagerganges von feldspatreichem Porphyrit, der von einer der Schubflächen durchsetzt wurde, zeigt die Wirkung der Quetschung sehr deutlich. Die Einsprenglinge sind zersetzte Späne und Platten von Plagioklas sowie spärliche, veränderte grüne Augite. Die Grundmasse ist holokristallin, ihre Bestandteile sind aber fast bis zur Unkenntlichkeit zerquetscht. Besser erhaltene Proben zeigen reichlich kleine Plättchen von Plagioklas sowie feine Nadeln oder Würfel von Magnetit. In den gerieften und geglätteten Handstücken können die Einsprenglinge vollkommen zerquetscht sein, so daß die porphyritische Struktur verschwunden ist. Kalzit ist reichlich beigemengt, und chloritisierte Minerale sind häufig.

Im Bette des Hauptbaches erreicht man die Hangendfläche des Mendeldolomits bei einer Brücke in etwa 1460 *m* Höhe. In dem massigen Gestein zeigen sich erkennbare Spuren von Schichtung. Die Schichtenfugen sind fast horizontal, doch kann man eine leichte allgemeine Neigung talauswärts erkennen.

Über dem geschichteten Dolomit folgt eine geringe Mächtigkeit der obersten Muschelkalkhorizonte mit blaugrauen dolomitischen Kalken, gebänderten dolomitischen Mergeln und auf dem frischen Bruch tiefblau gefärbten Kalken. Dickere Bänke des bläulichgrauen Echinodermenkalks sind eingeschaltet. Als nächstes Glied folgen dunkelgraue oder schwarze Kalke, die stark bituminös riechen. Man sieht sie in etwa 1485 *m* Höhe auf der rechten Seite des Baches anstehen. In ihrem Hangenden liegt eine linsenförmige, brecciöse Masse des blaugrauen Echinodermenkalks. Die beiden Gesteinsgruppen sind eng miteinander verfaltet, von Harnischen durchsetzt und stellenweise in ein konglomeratisches Gestein verwandelt. Es handelt sich um eine Quetschzone, die wahrscheinlich mit einer leichten Überschiebung in Zusammenhang steht. Eine wohlentwickelte Fläche örtlicher Bewegung fällt mit 30° gegen SSO.

Die nächste Gesteinsgruppe besteht aus dunklen, gebänderten Kalken mit viel Eisenerz. Darüber erscheint endlich die Gruppe dicker und dünner geschichteter, blaßgrauer, knolliger Kalke voll von Hornstein in Flecken und Bändern, die die Hauptmächtigkeit der Buchensteiner Schichten vorstellt.

Weiterhin ist das Bachbett bestreut mit herabgestürzten Blöcken von Augitporphyrit, die von den Eruptivgesteinen auf beiden Hängen stammen. Unter ihnen sind viele Stücke mit hochgradig geglätteter und gekritzter Oberfläche, die gutentwickelte sekundäre Umwandlungen zeigen. Auf der linken Bachseite sieht man den Augitporphyrit oberhalb der Brücke in 1539 *m* Höhe anstehen. Er liegt hier konform auf dunklen, dünngeschichteten, sandigen Schiefern und Kalken von etwa 20 *cm* Mächtigkeit, die gegen unten in dunkle, gebänderte, plattige Kalke übergehen. Diese sind 40 *cm* dick und enthalten einige ärmliche Abdrücke von Daonellen. Unter ihnen folgen blaßgraue, knollige Kalke mit dunkel oder gelb verwitternden Hornsteinen. Sie fallen etwa 10° N. Das Hauptmerkmal dieses Aufschlusses ist seine ungestörte Beschaffenheit und die scheinbar konforme Auflagerung des Augitporphyrits auf den plattigen Kalken mit den grünen Tuffzwischenlagen, die zu derselben Schichtengruppe gehören, in die weiter unten im Tal die Lagergänge eingedrungen sind. Doch kann man den Augitporphyrit zusammenhängend von der einen Stelle zur anderen verfolgen. Faßt man die obige Beschreibung der Schichtenfolge im Hangenden des unteren Muschelkalks zusammen, wie sie im Jendertal oder unteren Saltrietal aufgeschlossen ist, so erhält man folgendes Profil:

Hangend: Mandelsteinlava (Melaphyr).

Obere Buchensteiner Schichten.

12. Dunkelgraue, plattige oder schiefrig-knollige Kalke und Schiefer mit Einschaltungen brauner oder blaßgrüner Tuffe, manchmal auch mit Glimmerschuppen . . . . . etwa 4 *m*
11. Grauer Knollenkalk, in manchen Lagen sehr reich an gelben Hornsteinkonkretionen, die Fossilbruchstücke enthalten 1·5 *m*
10. Grüner Tuff und tuffiger Kalk . . . . . 0·5 *m*
9. Grobes, dichtzementiertes Konglomerat. Die eingeschlossenen Gerölle sind hauptsächlich Hornsteine und Hornstein führende Kalke. Die Grundmasse ist ein grünlicher, kieseliger Tuff. Ihre Menge ist in den tieferen Teilen geringer, in den mittleren und oberen Teilen viel größer. Die Gerölle sind wohlgeschichtet . . . . . 6 *m*
8. Augitporphyrit (Haupthorizont der Lagergänge).

Buchensteiner Schichten.

7. Plattiger, blau und bräunlichgrau gebänderter oder sandiger Kalk mit etwas Hornstein und mit kleinen Gastropoden, Brachiopoden und Pelecypoden. Diese Kalke verwittern oft mit ausgesprochenen Rändern. *Daonella Taramellii* 8 *m*
6. Blaßgraue, Hornstein führende Knollenkalke, gelegentlich mit dünnen Lagen und Flecken von grünem Tuff. In den Kalken kommen Ammonitenbruchstücke vor . . . . . 15 *m*

Oberer alpiner Muschelkalk.

5. Dunkle, gebänderte Kalke und Schiefer mit bituminösem Geruch und gelegentlich mit Pflanzenresten. *Daonella badiotica* . . . . . 4 *m*
4. Blaugraue Kalke mit Echinodermenresten. Stellenweise sind sie in eine bituminös riechende tektonische Breccie verwandelt . . . . . 2·5 *m*
3. Dunkle, wohlgeschichtete Kalke mit bituminösem Geruch . . . . . 2 *m*
2. Blaugrauer dolomitischer Kalk und Bänderkalk . . . . . 3 *m*
1. Geschichteter, hellgrauer Dolomit von mehr kompakter Struktur als der ihn unterlagernde Dolomit . . . . 1·5 *m*

Liegend: Mendeldolomit.

Die Mächtigkeiten der Schichtenglieder konnten nur beiläufig angegeben werden, weil die tieferen Gruppen so sehr von Lagergängen des Augitporphyrits unterbrochen sind. Die Mächtigkeit der Tuffe in den oberen Buchensteiner Schichten wechselt rasch; auf dem Westhang des Jendertales ist sie beträchtlich größer.

Auf das Fehlen der *Daonella Lommeli*, des Leitfossils der Wengener Schichten, in den Tuffen und Kalken Nr. 9—12 unterhalb der Mandelsteinlava sei gleich jetzt aufmerksam gemacht. Dagegen ist dieses Fossil in Schiefern, die den Melaphyr auf den Almwiesen von St. Christina unmittelbar östlich des Saltrietales überlagern, sehr zahlreich vorhanden. Eine andere bemerkenswerte Eigentümlichkeit liegt darin, daß sich der höheren Gruppe von Kalken und Konglomeraten Hornstein führende Knollenkalke einschalten, die vollständig denen in der Hauptmasse der Buchensteiner Schichten

gleichen. Diese hellgrauen Kalke verlaufen auf der linken Seite des Jendertales als ein deutliches oberes Band, dessen Lage ziemlich gleich bleibt. Solange man also den Ausdruck Buchensteiner Schichten in diesem Gebiet für eine bezeichnende lithologische Fazies knolliger und plattiger Kalke mit Hornsteinen beibehält, rechnet man die fragliche Gesteinsgruppe besser zu den Buchensteiner Schichten als zu den Wengener Schichten.

Die faunistischen Beziehungen sollen später besprochen werden. Im Saltrietal haben die tuffigen Schiefer nur sehr ärmliche Fossilien geliefert.

Auf unserer Karte trägt die besprochene Gesteinsgruppe dort, wo sie hauptsächlich aus eruptiven Elementen besteht, die Farbe der Palagonittuffe. Wo aber die Kalke vorherrschen oder wo sie offenbar mit der kalkigen Entwicklung der Buchensteiner Schichten in Zusammenhang steht — sei es ununterbrochen oder mit geringer Unterbrechung —, wurde sie grün eingetragen.

Das Saltrietal oberhalb des Jendertales und aufwärts bis zur Seiser Alpe.

Oberhalb der Brücke 1539 wird das Bachbett von sehr deutlichen Flexuren und Flexurbrüchen, die WNW—OSO streichen, gequert. (Taf. V, Fig. 16). Die ganze Serie der Buchensteiner Schichten wird dadurch gehoben und nimmt eine höhere Lage zwischen 1539 und 1660 *m* ein. Der sie überlagernde Porphyrit hat diese Verbiegungen zusammen mit den Sedimenten mitgemacht. Die Harnische und die Umwandlungen in dem Porphyrit hängen mit den Differentialbewegungen in diesem Gestein und dem Kontakt zusammen. Sie zeigen sich sowohl an steil geneigten Flächen als an horizontalen Schrumpfungsebenen.

In 1555 *m* Höhe ist die Hauptgruppe der Knollenkalke mit Hornsteinen auf dem linken Ufer in einem Gewölbe emporgebogen. Verfolgt man sie bachaufwärts, so bildet sie im Verlauf des Hauptgewölbes mehrere kleinere Falten. Das allgemeine Einfallen ist dabei etwa 40° SSW. Dann sind die Schichten senkrecht aufgerichtet und auf der Südseite eines NW—SO verlaufenden Bruches abgesenkt. Schließlich erheben sie sich wieder in einer steilen Kniefalte mit kurzem Nordflügel in der Richtung NW—SO. Die Achse des Gewölbes wird von einem zweiten Bruch durchschnitten. Auf seiner südlichen oder bachaufwärts gelegenen Seite sind die Schichten in eine Reihe leichter Faltungen gelegt. Das Einfallen ist südwärts mit rasch wechselnder Neigung. In dem Kern des zweiten Gewölbes, unmittelbar südlich des Bruches, sind sie in etwa 1580 *m* Höhe am linken Ufer des Baches bei fast horizontaler Lagerung sehr gut aufgeschlossen. Man erhält hier das folgende Profil.

Profil im oberen Saltrietal unterhalb der Trojer Alpe.

(Taf. V, Fig. 14.)

Hangend: Dunkle Schiefer mit *Daonella Lommeli.*

9. Mandelsteinlava (Melaphyr) mit großen grünen Augiten und blasiger Struktur. Er zeigt in der Mitte eine Absonderung in Rosetten und Säulen, darüber und darunter Blockstruktur. Er liegt diskordant auf Nr. 8 . . . . . 15 *m*

Obere Buchensteiner Gruppe.

8. Plattige oder knollige, graue, mergelige Kalke, unten in dünner Wechsellagerung mit Tuffen und Schiefern . 1·5 *m*
7. Grobes Kalktuffkonglomerat mit gerundeten Geröllen von Hornstein führendem Knollenkalk, Plattenkalk und Augitporphyrit in einer grünen, tuffigen Grundmasse . . . . . 3 *m*

Buchensteiner Schichten.

6. Wechsel knolliger und plattiger Kalke mit Hornsteinen und gelegentlich mit Einschaltungen grüner Tuffe sowie gebänderte tuffige Schiefer und schiefrige Kalke. *Daonella Taramellii* . . . . . 6 *m*
5. Sehr kieselreiche, grobknollige Kalke mit dünnen Tuffzwischenlagen . . . . . 7 *m*
4. Regelmäßig geschichtete, dickbankige, knollige Kalke mit gelb verwitternden Konkretionen und auch mit einem dichten Maschenwerk dunklen Hornsteines . . . . . 12 *m*
3. Dicke Lage von kieseligem Kalk und feinem, grünlichem Tuff . . . . . 1·5 *m*

Oberer alpiner Muschelkalk.

2. Feingebänderte, plattige, eisenschüssige Schiefer und Kalke mit roten Mergellagen . . . . . 3·5 *m*
1. Dunkle, gebänderte, dünnschichtige, bituminöse Kalke mit Posidonien und Daonellen, hier nur in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen . . . . . 2—5 *m*

Die ganze Entwicklung der Buchensteiner Schichten ist hier dünner als in den unteren Teilen des Einschnittes des Saltriebaches. Der Hauptunterschied zeigt sich aber in den höheren Horizonten mit den Konglomeraten. Er hängt mit der geringeren Beimengung von Tuff zusammen.

Untersucht man die nächsthöheren Hänge des Saltriebaches und die Ufer der zwei Seitenbäche, die von O in ihn einmünden, so findet man eine ganze Reihe von Aufschlüssen, die in den höheren Gliedern der Schichtenfolge eine unkonforme Auflagerung zeigen, nämlich

a) des Kalktuffkonglomerats Nr. 7 auf den plattigen und knolligen Kalken in seinem Liegenden;

b) zwischen den plattigen, kalkigen und tuffigen Bänken Nr. 8 und dem Konglomerat Nr. 7; und

c) in der Auflagerung des Augitporphyrits mit Block- oder Bombenstruktur Nr. 9 auf verschiedenen Schichtengliedern, manchmal auch auf den gröberen Tuffkonglomeraten, die in dem obigen Profil nicht vertreten sind.

Es zeigen sich in diesen Fällen keine Andeutungen von Quetschungsflächen.

Die Skizze Fig. 6a zeigt einen kleinen Aufschluß, in dem feines kalkiges Konglomerat transgressiv auf plattigen und gebänderten, knolligen Kalken aufliegt, u. zw. unter Winkeln, die zwischen wenigen und 25° wechseln. Die unvollkommen entwickelten Schichtenflächen in dem Konglomerat schließen mit denen in dem liegenden Gestein ebenfalls einen Winkel ein.

Über dem Konglomerat folgt sofort unkonform die Blocklava Nr. 9. Sie besteht aus porphyritischen Bomben und Blöcken von wechselnder Beschaffenheit und Größe, und enthält Explosionstrümmer von knolligem oder gebändertem Kalk sowie gewöhnliche Geröllfragmente. Die oberen Horizonte enthalten inmitten etwas tuffiges Gestein.

In Fig. 6b hat in den Lagen unterhalb des kalkigen Konglomerates tatsächlich Erosion stattgefunden. Die Anzeichen unkonformer Lagerung in dieser Schichtenfolge lassen vermuten, daß hier wahrscheinlich ein Gebiet starker, lebhafter Strömungen war und daß der Winkel der Schichtung sich zur Zeit des Absatzes wiederholt änderte. Diese Art der Erosion trifft man auf einem sehr unebenen Meeresboden unter örtlich beschränkten submarinen Verhältnissen.

Eine weitere Frage ist die, ob diese Verhältnisse mit gleichzeitigen tektonischen Bewegungen verbunden waren. Einige positive Beweispunkte in dieser Hinsicht ergeben sich aus der Art der Überlagerung der Bomben- und Blocklava auf die sedimentären Schichten. Einige Aufschlüsse zeigen, daß die Schichten unter der Lava leicht gefaltet sind und daß das Eruptivgestein in einer mit Bezug auf die Achsen der Falten fast horizontalen Lage durch sie gedrungen ist. Die Schichten wurden dabei etwas abgeschnitten oder verknittert. Diese Erscheinungen beweisen das Auftreten leichter tektonischer Bewegungen vor dem Erguß der Lava. Als eine Folge davon wären die oberflächlichen Sedimente schon in einem lockeren und zertrümmerten Zustand gewesen. Auch schienen sie uns auf einem rauhen und unebenen Grund mit wenig Zusammenhang der Schichten abgesetzt worden zu sein. So konnte die Lava leicht in sie eindringen und sie noch mehr zerbrechen. Große und kleine Bruchstücke wurden scheinbar mit dem unteren Teil der Lava weiter gerollt, verzögerten ihre Fortbewegung und bildeten ein dickes gemischtes Konglomerat.

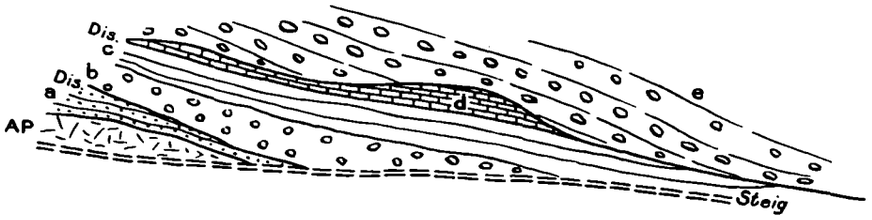


Fig. 6a. „False bedding" im Saltrietal. *Dis* = Diskordanz; *a* = Tuffe; *b* = grobe Konglomerate; *c* = Wechsellagerung von Knollenkalk und Tuff; *d* = feingebänderte Knollenkalke; *e* = Kalkkonglomerate mit Einlagerungen von grünlichem Tuff; *AP* = Augitporphyrit.

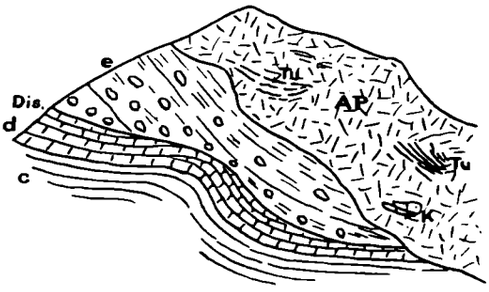


Fig. 6b. Gegenüber der Trojerhütte. Rechte Seite Saltriebach.

Am linken Ufer unterhalb der Trojersenne sind die gemischten kalkigen und tuffigen Horizonte, die für die obere Buchensteiner Gruppe bezeichnend sind, von den Schichten in ihrem Liegenden getrennt worden. Man sieht sie als einen wohlerhaltenen geschichteten Streifen mitten in den Melaphyrgesteinen. Die Gruppe hat hier lokal das dünne Dach einer oberflächlichen Intrusion gebildet. Gegen die Seiser Alpe zu erscheint die Lava im Hangenden und im Liegenden als eine zusammenhängende Masse, die gelegentlich Rosetten- und Säulenstruktur zeigt.

Die nächsten Schichten oberhalb des massiven Lavaschildes sind erst aufgeschlossen, wenn man die Hochfläche der Seiser Alpe erreicht. Hier wird das Eruptivgestein konform überlagert von dunkelblauen Schiefern voll von *Daonella Lommeli,* dem Leitfossil der Wengener Schichten. Man findet die fossilführenden Bänke nur wenige Zoll oberhalb der äußerst mandelreichen oberen Fläche der Lava.

Das Ausdünnen der Eruptivgesteine gegen Süden.

Die Mächtigkeit des säulenförmig abgesonderten Teiles der Lava am Beginn des Bachgrabens und in den Felsen beim Trojer beträgt nicht mehr als etwa 12 *m*, und die Gesamtmächtigkeit der Lava einschließlich des oberflächlichen Lagerganges an ihrer Basis und einigen grobgeklüfteten Gesteinen in ihrem höchsten Teile ist nicht größer als 30 *m*. Das ist viel weniger als in den Abstürzen auf der gegenüberliegenden Seite des unteren Saltrietales oder Jendertales.

Die konglomeratische Blocklava ist auf der nördlichen oder gesunkenen Seite des Bruches bei 1580 *m* etwa 8 *m* dick. Gegen S im Gebiet des Trojer vermindert sie sich auf 4—5 *m*. Nordwärts dagegen, im unteren Saltrie- oder Jendertal, erreicht sie mindestens 15 *m*. Der massive mittlere Teil von säulenförmig abgesondertem oder gut geklüftetem Gestein ist hier mindestens 40—45 *m* mächtig. Gegen oben geht er in blasiges Gestein über, das noch eine weitere Dicke von etwa 10—15 *m* hat. Die Gesamtmächtigkeit dieser Gruppe von Laven beträgt im Jendertal also etwa 60—70 *m*. Dies ist die größte Entwicklung im ganzen Tal.

Der horizontale Abstand zwischen dem Gebiet der größten Mächtigkeit der Melaphyrgruppe im Jendertal und dem Rand der Seiser Alpe im S, wo die Dicke auf 25 *m* gesunken ist, beträgt etwa 0·6 *km*.

Was die tieferen gangartigen Vorkommen des Porphyrits[1] betrifft, die auf den Hängen der Ostseite des Jendertales aufgeschlossen sind, so kann man sie von dem Gang in der Schlucht bei 1480 *m* gegen N und S verfolgen. Auf der Südseite des Ganges ist, wie schon weiter oben beschrieben, in der langen Kehre des Pfades etwas talaufwärts ein tieferer Lagergang vorhanden. Jenseits dieser Aufschlüsse senkt sich die Basis des Lagerganges unterhalb des Weges, und er selbst keilt innerhalb der Hauptgruppe der Buchensteiner Knollenkalke aus, bevor man die Brücke erreicht, die in 1480 *m* Höhe den Saltriebach übersetzt.

Wenn man die höheren Hänge im selben Teil des Tales, aber beträchtlich oberhalb des Steiges, absucht, findet man gelegentlich in zwei verschiedenen Höhenlagen innerhalb der Augitporphyritgesteine kurze Streifen oder bloße Schollen von plattigem oder dickgeschichtetem, knolligem Kalk mit Hornsteinen. Nur die oberen Streifen enthalten die konglomeratischen Horizonte. Diese Streifen sind ohne Zusammenhang, wogegen die feldspatreichen Andesite (Augitporphyrite) in ihrem Liegenden, in ihrem Hangenden und zu ihren Seiten ganz zusammenhängend zu sein scheinen. Die Beobachtungen scheinen darauf hinzuweisen, daß das Magma fast horizontal mitten in die sedimentäre Schichtenfolge eindrang und auch an verschiedenen Stellen durch diese zur Oberfläche aufstieg.

Im N sind zwei Lagergänge vorhanden, die beide dünner werden, wenn man sie nordwärts verfolgt. Der tiefere liegt gegenüber St. Christina auf Mendeldolomit und erreicht hier eine Mächtigkeit von etwa 50 *m*. Sein Dach besteht aus verschiedenen Horizonten der plattig-knolligen Kalke und grünen Tuffe. Der andere Lagergang beginnt etwa 15 *m* höher in den plattig-knolligen Horizonten der Buchensteiner Schichten unterhalb der Konglomerate. Indem er sich gegen N ausbreitet, erhebt er sich unter einem sehr geringen Winkel. Seine untere Grenze ist in den Felsabstürzen nicht immer zu erkennen.

Ein interessanter Umstand ist hier die äußerst zerklüftete und spaltenreiche Beschaffenheit des groben Tuffkalkkonglomerats im Hangenden des Lagerganges von feldspatreichem Porphyrit an der vorspringenden Nordostkante des Jendertalhanges, die St. Christina überragt (Fig. 7). Das Konglomerat bildet hier eine Felsmasse von etwa 8 *m* Dicke. Sie wird von weiten Spalten durchsetzt, die mit feinen Bändern des Porphyrits und mit Adermaterial erfüllt sind. Gewisse Horizonte in der Nähe der Basis zeigen Quetschungsspuren an den Geröllen und Harnische auf den Klüftungsflächen. Die zwischengelagerten Tuffe sind gelegentlich fein tektonisch geschiefert. Biotit erscheint manchmal auf Flächen, die ein poliertes oder sehr glattes Aussehen haben.

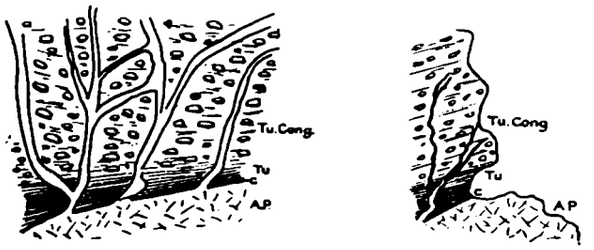


Fig. 7. Saltrietal (Ostseite). *Tu. Cong.* = obere Buchensteiner Tuffkonglomerate mit Adern und feinen Gängen von *AP* = Augitporphyrit (Lagergang); *Tu* = Tuffe; *C* = Kontaktzone.

Da das Eruptivgestein im Liegenden Ausläufer in die senkrechten Spalten entsendet hat, müssen sich die Risse und Klüfte vor oder während des Ergusses gebildet haben. Das Konglomerat liegt hier höher als in einer südlich anschließenden Scholle. Da der Porphyrit sich durch beide zusammenhängend fortsetzt, wird man annehmen dürfen, daß benachbarte Gesteinschollen verschieden stark gehoben wurden.

Die Zeit, zu der der Druck heftig wurde und die Geschiebe und Tuffe durch ihn deformiert wurden, mag viel später gewesen sein. Aber die vorhergehende Zertrümmerung des Gesteines muß seine Widerstandsfähigkeit gegen spätere Pressungen vermindert und es für Differentialbewegungen und Umformungen besonders zugänglich gemacht haben.

Diese Beispiele von Störungen wahrscheinlich mitteltriadischen Alters mögen weder sehr groß noch sehr wichtig erscheinen. Sie sind aber nur einfachere Fälle der Art von Beobachtungen, die sich in ganz Gröden und Fassa an einer oder der anderen Stelle ergeben. In Fassa, wo sich die Vorgänge in einem größeren Maßstab abgespielt haben, sind die Einzelheiten komplizierter und „Eruptivbreccien" von erschütterten Kalkmassen und Gängen in großem Maßstab zustande gekommen.

Jedes beliebige senkrechte Profil durch den rechten Hang des Jendertales würde ein enges Netzwerk von Lava in der Gruppe der Buchensteiner Schichten zeigen. Bänder horizontaler Lagergänge oder Oberflächenergüsse hängen in verschiedener Höhe innerhalb der Serie mit senkrechten Massen desselben Gesteines zusammen. Auf der linken Seite sind die tieferen Teile des Hanges dicht bewaldet, aber die höheren Felsen sind wohl aufgeschlossen. In ihnen trifft man einen langen, fast horizontalen Streifen der Palagonittuffe und der konglomeratischen oberen Gruppe der Buchensteiner Schichten, der nicht konform auf den liegenden Gesteinen von feldspatreichem Porphyrit aufruht. Die Tuffe scheinen hier das Dach eines Lagerganges und zugleich die Unterlage eines oberflächlichen Lavastromes zu bilden.

Weller[2]) hat das Saltrietal ebenfalls beschrieben und ist zu dem Schluß gelangt, daß die vulkanischen Gesteine hier größtenteils intrusiv sind. Seine Ansichten über ihre Beziehungen zu den Kalken sind den hier niedergelegten in vieler Hinsicht ähnlich, in anderen weichen sie ab. Weller beschreibt den normalen Typus der Buchensteiner Knollenkalke als einen Absatz von explosiven Bruchstücken und erklärt die Knollen als Fragmente, die durch unterirdische Explosivkräfte während der Buchensteiner Zeit erzeugt wurden. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß

[1] Vgl. S. 38. Dort wurde die mineralogische Beschaffenheit eines Handstückes beschrieben. Es zeigt die sehr feldspatreiche Beschaffenheit, die für den tieferen Andesiterguß und gewisse Lagergänge in Buffaure bezeichnend ist.

[2] Weller: „Ablagerungen von Explosionstrümmern" (Langkofel, S. 57).

das die Art ihrer Entstehung ist. Denn Knollenkalke von äußerst ähnlichem Aussehen sind in und außerhalb der Alpen an Stellen weit verbreitet, an denen sich keine Spur einer eruptiven Tätigkeit zeigt. Anderseits sind im Saltrietal wie an anderen Stellen Konglomerate und Breccien, die mit den explosiven Kräften zusammenhängen, in der unmittelbaren Nachbarschaft von Haupteruptivspalten zweifellos vorhanden (vgl. S. 37).

Die Herkunft der Kieselsäure in den Buchensteiner Schichten scheint nicht bekannt zu sein. Gewöhnlich nimmt man an, daß sie organisch sei. Doch sollte man auch die Frage anorganischer Entstehung in Betracht ziehen, ob nicht im Zusammenhang mit den Eruptionen eine Fällung kolloidaler Kieselsäure aus dem Wasser stattgefunden hat. Auf jeden Fall ist es wahrscheinlich, daß die Kieselsäure ursprünglich mit dem Kalk fein vermischt war und nur infolge sekundärer Veränderungen zu Konkretionen oder Lagen vereinigt wurde, in derselben Art, wie die Verkieselung von Fossilien vor sich geht. In den Aufschlüssen der Buchensteiner Schichten kann man alle Übergänge sehen zwischen gewöhnlichen Kalkschichten, in denen gelegentlich kieselige Knollen auftreten, und den ganz veränderten, konkretionären und hochgradig kieseligen Kalken, die „Buchensteiner Kieselkalke" genannt werden. Die ganze Sachlage spricht dafür, daß der Unterschied ein quantitativer und nicht ein genetischer ist.

Die Aufschlüsse der Buchensteiner Schichten im Pitztal.

Der Einschnitt des Pitzbaches ist der nächste, der westlich des Saltrietales von der Seiser Alpe zum Grödental herabläuft. Der Mendoladolomit steht an der Basis des hohen Wasserfalles von Pissadoi an. Über ihm sind die Horizonte des geschichteten dolomitischen Kalkes und des obersten Muschelkalkes rings um die Schlucht gut aufgeschlossen. Der Rand des Plateaus liegt in 1560 *m* Höhe. Über dem Plateau erhebt sich eine beträchtliche Entwicklung von etwa 15—16 *m* eines sehr regelmäßig geschichteten, hellgrauen Knollenkalkes mit Hornsteinen und darüber einige Meter eines dünnschichtigen, dunkelblauen, spaltbaren Kalkes. Über dieser Gruppe folgen die dunklen, steilen Felsen des Augitporphyrits, die größtenteils dicht bewaldet sind und sich allem Anschein nach ununterbrochen bis zu der Hochterrasse der Seiser Alpe fortsetzen. Die mineralogische Zusammensetzung dieses Porphyrites wurde weiter oben angegeben. Er gehört zu der sehr feldspatreichen Gruppe (vgl. S. 39).

Der Porphyrit zeigt in seiner Überlagerung auf den Plattenkalk eine leichte Diskordanz. Folgt man dem Pitzbach aufwärts, so erscheint ganz plötzlich mitten in dem Porphyrit in etwa 1750 *m* ein weiter mächtiger Aufschluß von knolligen und plattigen Kalken mit Hornstein, über dem erst der Augitporphyrit der Hauptwand liegt. Der Porphyrit unmittelbar unter dem Knollenkalk schneidet die Schichtflächen schräg ab. Er selbst und der Kalk zeigen sich am Kontakt verändert. Es handelt sich also um einen intrusiven Lagergang. Die Mächtigkeit der ihn überlagernden Buchensteiner Schichten beträgt etwa 30 *m*. Das Gestein unmittelbar unter dem Porphyrit ist ein gebändeter Knollenkalk, vermischt mit feinem, kieseligem Material. An der Basis sind ihm einige, wenige Zoll mächtige, eisenschüssige Lagen eingeschaltet. Am Kontakt wurde der Kalk in einen Marmor, der auch kräftig grün gefärbt ist, verwandelt. Die Gruppe der Knollenkalke erhebt sich etwa 6 *m* über den Porphyrit. Dann folgen 8 *m* dünnschichtiger, grauer, gebänderter Kalke. Die nächste Gruppe besteht aus kalkigen Konglomeraten, Tuffen und Kalken, die eine Mächtigkeit von 18 *m* erreichen.

Die Einschlüsse in dem Konglomerat sind hauptsächlich Stücke von Plattenkalk. Sie haben eine flache Form, aber vollkommen gerundete Kanten. Gelegentlich sind kleine, stark abgenutzte Gerölle eines grünen Melaphyrs vorhanden. Die Grundmasse ist ein sehr hartes Gestein, hat auf dem frischen Bruch blaugrüne Farbe und ist manchmal von Biotit durchsetzt. Sie braust mit Salzsäure und ist ein kieseliger und tuffiger Kalk.

In bezug auf die relative Menge der Grundmasse und der Einschlüsse gibt es in dem Konglomerat alle Übergänge. Manche Bänke sind von wohlgeschichteten Geröllen dicht erfüllt, andere sind ziemlich konglomeratisch, wieder anderen fehlen die Gerölle. Die kalkigen Gerölle sind geschichtet und in den tieferen Teilen am zahlreichsten.

Über dem Konglomerat ist Augitporphyrit vorhanden, u. zw. auf etwa 3 *m* ein „Bombenporphyrit" mit großen gerundeten Blöcken. Darüber zeigt er deutliche säulige Absonderung und senkrechte Klüftung. In einer beträchtlichen Höhe ist ein schmales Band von Plattenkalk und grobem Tuffkonglomerat vorhanden. Darüber liegen die höheren Mandelsteinlaven der Seiser Alpenterrasse und darüber endlich die Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli*.

Die beträchtliche Entwicklung der Buchensteiner Gesteine, die den Augitporphyrit in dieser Gegend unterlagern, und die Einzelheiten der Schichtenfolge beweisen, daß das Gestein die Hauptmasse der Buchensteiner Schichten vertritt. Sie sind durch eine gewaltige Intrusion mindestens 60 *m* aus ihrer ursprünglichen stratigraphischen Lage im Hangenden der gebänderten Schiefer und Kalke des oberen Muschelkalks emporgehoben worden. Gleichzeitig wurden sie auch seitlich aus dem Verband gelöst, und der Lagergang nahm die Spalten ein. In seiner Lage und in seinen Beziehungen zu den Sedimenten entspricht der Lagergang hier dem im unteren oder „Jender" Teil des Saltrietales, ja er hängt in der Tat mit ihm durch das Porphyritplateau des Wolfbühels zusammen.

Eine Probe vom Lagergang im Pitzbach zeigt eine hochgradig filzige Beschaffenheit infolge des Auftretens von Oligoklasspänen. In den Zwischenräumen ist etwas Glas mit kleineren Feldspatnadeln vorhanden, Einsprenglinge von Plagioklas mit dunklen Einschlüssen und von grünem Augit. Das Gestein erinnert an die feldspatreichen tieferen Lagergänge des Saltriebaches und der Aschkler Alpe, ist aber weniger zersetzt. Die Einsprenglinge sind vielleicht etwas basischer, können aber immer noch als Oligoklas bezeichnet werden.

Auf der linken Seite des Pitzbaches, gegenüber dem zweiten und höheren Vorkommen von Buchensteiner Schichten auf der rechten Seite, ist ein weites Gebiet von Bruchstücken aus Buchensteiner Gesteinen bedeckt. Sie sehen wie abgeglittene Felsmassen aus. Hie und da sind unter der dicken Blocklage zusammenhängende Stücke von Buchensteiner Schichten vorhanden. Überall sieht man Blöcke mit sehr geglätteten und abgeriebenen Kontaktflächen. Auf manchen von diesen haften noch kleine Partien von Augitporphyrit. Manche Flächen sind gefurcht und gestriemt wie durch tektonische Quetschung. Im höheren Teil dieser Masse findet man einige anstehende Partien von Buchensteiner Schichten. Sie fallen bachabwärts. Über den Buchensteiner Schichten folgt hier unkonform Augitporphyrit, eine flache Intrusion in einem höheren Niveau der Sedimentgesteine.

Die Kontaktfläche im Hangenden dieses Lagerganges grenzt an plattige oder knollige Buchensteiner Bänderkalke oder an kalkige Konglomerate. Man kann sie am besten im Bachbett selbst beobachten. Man trifft hier häufig kleine senkrechte Stufen in dem intrusiven Porphyrit. In etwa 1770 *m* Höhe ist im Bach ein guter Aufschluß vorhanden. Der Lagergang ist hier ganz horizontal. Dann erhebt er sich plötzlich senkrecht um 1·5 *m*, worauf er sich mit einem sehr geringen Kontaktwinkel fortsetzt. An derselben Stelle ist auch eine kleine Schubfläche vorhanden. Es zeigt sich an ihr sehr deutliche Quetschung und Gesteinsumwandlung, obwohl die wirkliche Verschiebung an der Fläche gering war. Die erwähnte Schubfläche fällt mit etwa 15° Neigung gegen W.

Die oberen Buchensteiner Kalke und gemischten Tuffkalkkonglomerate sind im Bachbett in etwa 1780 *m* Höhe aufgeschlossen, wo wegen ihrer großen Härte ein Wasserfall entstanden ist. Die Einschlüsse in dem konglomeratischen Gestein sind oft eckig. Die tuffigen Bestandteile sind viel zahlreicher, und das Gestein ist gröber und mehr brecciös als in den tieferen Konglomeraten. Die Schichtengruppe wird oberhalb des Wasserfalles von einem Bruch abgeschnitten. In den überhängenden Wänden aber zu beiden Seiten unterhalb des Wasserfalles werden die Tuffkalkkonglomerate von Melaphyr überlagert. Das Eruptivgestein zeigt zunächst über ein paar Meter Blockstruktur und geht dann in den massiven, säuligen Fels über, der die hohen Steilwände bildet.

Auf der Südseite des Bruches gegen die Seiser Alpe zu wird der in Säulen gegliederte Melaphyr in etwa 1825 *m* Höhe normal von den dunklen Wengener Schiefern überlagert, die zahlreiche Exemplare von *Daonella Lommeli, Posidonia wengensis* und kohligen Pflanzenresten enthalten.

Der wichtigste Umstand bei der Schichtenfolge im Saltrie- und Pitztal ist der unbedingte Beweis, daß außer der weiter oben folgenden Mandelsteinlava auch mitten in den Buchensteiner Schichten Lagergänge von feldspatreichem Andesit (Augitporphyrit) vorhanden sind.

Der Einschnitt des Pufler Baches und der Puflatsch.

Das Pufler Tal ist die nächste große Schlucht westlich des Pitzbaches. Es verläuft von der Heißböckschwaige am Rande der Seiser Alpe zum Grödener Tal unterhalb St. Ulrich. Richthofens Profil durch die Pufler Schlucht wurde schon weiter oben (S. 34) angeführt.

Richthofen sah die Basis des Augitporphyrits als eine Intrusionsfläche an und seine ganze Masse als einen Lagergang (vgl. S. 35). Diese Deutung wurde später nicht beibehalten. Es war vielleicht ein Unglück für Richthofens Darstellung, daß er in seiner Beschreibung des Profils der Pufler Schlucht die Daonellen aus der Hauptgruppe der Buchensteiner Schichten als *Daonella Lommeli* bestimmte. In Wahrheit ist die Daonellenart, die in der Pufler Schlucht reichlich auftritt, *Daonella Taramellii*. Kein späterer Beobachter hat *Daonella Lommeli* in der Hauptgruppe der Knollenkalke mit Hornsteinen gefunden. Diese wahrscheinlich irrtümliche Bestimmung machte es für Richthofen unmöglich, irgendeine klare paläontologische Grenze für die Basis der Wengener Schichten zu finden.

Trotzdem wird ein Vergleich zwischen Richthofens Profil der Pufler Schlucht und unseren Profilen des Jender- und Pitztales nützlich sein. Die in Richthofens Profil mit den Nr. 9—13 bezeichneten Schichtenglieder entsprechen der Hauptmächtigkeit der Buchensteiner Gruppe. Nr. 14—18 in Richthofens Profil sind die Horizonte, die ich die obere Buchensteiner Gruppe nenne. Richthofen rechnet sie zu den Wengener Schichten. Seine nächste Beobachtung aber, daß der Augitporphyrit als ein Lagergang auf dieser Gruppe liegt, stimmt mit meinen Feststellungen im Jender und Pitztal überein. Auch in der Pufler Schlucht selbst konnte ich Richthofens Beobachtung bestätigen. Die Diskordanz ist hier sehr gering, aber deutlich.

Augitporphyrit Nr. 19 in Richthofens Profil umfaßt sowohl die tieferen, feldspatreichen Porphyrite als auch den oberen Erguß von Mandelsteinlava. Meine Aufnahme ergab, daß diese beiden Gesteine an einem Bruch miteinander in Berührung treten, an dem der südliche oder der Seiser Alpe zugekehrte Flügel gesenkt ist. Außerdem nimmt der untere Porphyrit in der Pufler Schlucht von N gegen S an Mächtigkeit ab.

Nr. 20 in Richthofens Profil ist der Horizont der schwarzen Tuffe und Schiefer mit vielen Exemplaren von *Daonella Lommeli*. Er entspricht dem Beginn der Wengener Schichten in den von mir aufgenommenen Profilen. Richthofen sieht ihren Kontakt mit der oberen Fläche des Augitporphyrits als einen intrusiven an. Gewiß hat er nicht die glatte Beschaffenheit der normalen Überlagerung, die man an manchen Stellen beobachten kann. Mojsisovics erklärt die Unregelmäßigkeiten durch die Unebenheit der Oberfläche, die der Erguß von Mandelsteinlava ursprünglich darbot, und durch das enge Anschmiegen der Schiefer und Tuffe in die Vertiefungen der Oberfläche und sogar in die Spalten. Hier konnten gewisse Erscheinungen der Kontaktmetamorphose noch erzeugt werden, während die Lavamasse sich weiter abkühlte.

Diese Erklärung entspricht gewissen Beobachtungen hier und in einigen anderen Aufschlüssen der Seiser Alpe und ist allgemein angenommen worden.

Indem ich die Verhältnisse eingehend gegen O und W verfolgte, fand ich weiter, daß jüngere Lagergänge stellenweise in die *Lommeli*-Schiefer und in einem größeren oder geringeren Grad auch in die höchsten Horizonte der Mandelsteinlava eingedrungen waren. Dadurch wurden die Verhältnisse sehr kompliziert und die ursprüngliche Auflagerungsfläche der *Lommeli*-Schiefer wurde verwischt. Ein Beispiel dafür wird vom Südhang des Puflatsch gegeben werden (S. 58, Fig. 8). Nach meiner Meinung würde dies zu einem großen Teil Richthofens Eindruck, daß das Dach intrusiver Natur sei, erklären, und folgegemäß seinen Schluß, daß die ganze Mächtigkeit des porphyritischen Gesteins intrusiv sei.

Nach diesen Erörterungen von Richthofens Ansicht über die intrusive Natur des feldspatreichen Porphyrits und über das Vorhandensein von Lagergängen in den Wengener Schichten will ich die tatsächlichen Beziehungen des Augitporphyrits zu den Schichten im Pitztal kurz beschreiben.

Auf der Ostseite des Pufler Tales, am Fuß der Steilwände des Pitzberges, liegt der Augitporphyrit in 1700 *m* Höhe glatt, aber mit leichter Diskordanz auf dunklen, gebänderten Kalken, die *Daonella Pichleri* und einige schlechterhaltene Exemplare von *Arcestes* führen. Der Kalk ist am Porphyrit kontaktmetamorph. Er hat ein gebranntes, weißes Aussehen oder eine grünliche Farbe, ist stark von Adern durchzogen, und kleine sekundäre Kristalle sind vorhanden.

Der Porphyrit zeigt Blockstruktur. Verfolgt man ihn ostwärts durch die bewaldeten Hänge, so sieht man, daß er sich zusammen mit den Sedimentgesteinen rasch emporhebt. Die Kontaktfläche ist in etwa 1840 *m* Höhe gut aufgeschlossen. 30 *m* höher wird der Augitporphyrit von einer Gruppe kalkiger und porphyritischer Konglomerate mit Einschaltungen von Tuffen überlagert. Die Gruppe wechselt in ihrer Mächtigkeit zwischen 1½ und 3 *m* und setzt sich als ein deutlich geschichtetes Band eine Strecke weit fort. Sie liegt ganz unkonform auf dem Porphyrit, der sie unter einem Winkel von 20° durchschneidet (Taf. XXIII, Prof. 6).

Der Augitporphyrit im Hangenden dieses Konglomerats ist mehr kompakt und massiv und zeigt eine deutliche Plattung. Etwa 15 *m* höher oben folgt ein zweiter langer, dünner Streifen sehr gequetschter und veränderter Buchensteiner Knollenkalke. Und noch einmal, etwa 30 *m* höher, nur ungefähr 10 *m* unter dem Gipfelkamm des Pitzberges, erscheint ein unregelmäßiges Band von Konglomeraten. All dies scheinen umhüllte und eingeschlossene Gesteine zu sein, aber sie bedeuten, daß der Porphyrit intrusiv in die Gruppe der Konglomerate eingedrungen ist. Das tiefste Konglomeratband kann fast zusammenhängend verfolgt werden zu der ähnlich beschaffenen Gesteinslage, die im Pitztal zwischen der Hauptmasse des Lagerganges mit wohlentwickelter säuliger Absonderung und den höheren, mehr mandelsteinartigen Teilen des Augitporphyrits vorhanden ist, die wahrscheinlich ein Oberflächenerguß sind. Die massive Lagergangintrusion setzt sich also vom Pitztal westwärts zur Pufler Schlucht fort.

Der Puflatsch.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 7.)

Die Buchensteiner Schichtenfolge des Puflatsch, auf der Westseite der Pufler Schlucht, ist auf dem Hang ostnordöstlich des Hauptgipfels, der auf der Karte die Kote 2176 trägt, am besten aufgeschlossen. Das folgende Profil erhält man, wenn man von Pufels über den Schnürlsteig emporsteigt und sich dabei rechts und links von ihm umsieht. Die Triasschichtenfolge von den oberen Werfener Schichten bis zum Augitporphyrit wiederholt sich infolge eines NW—SO verlaufenden Bruches. Das Profil wurde in der gehobenen Scholle auf der Westseite des Bruches genommen.

Buchensteiner Profil am Nordhang des Puflatsch.

Hangend: Schiefer von Wengener Alter mit *Daonella Lommeli* und Pflanzenresten, in denen ein magnetitreicher Melaphyr kleine Lagergänge bildet.

12. Mandelsteinlava (Melaphyr) und Tuffe mit kugeliger Verwitterung . . . . . etwa 12 *m*

Obere Buchensteiner Schichten.

11. Feine braune Palagonittuffe und Tuffkalkbreccien. Sie bilden kleine Einschlüsse nächst der Oberfläche des Horizonts Nr. 10 oder dünne Lagen, die unregelmäßig auf ihm aufliegen. Durchschnittliche Mächtigkeit . . . . . 13—15 *m*
10. Augitporphyrit, in den untersten 1 oder 2 *m* mit Blockstruktur und oft mit mandelsteinartiger Beschaffenheit. Dann folgt eine massive Wand von mehr kompaktem Fels, der gut säulenförmig abgesondert und geplattet ist. Seine Basis schneidet den Horizont Nr. 9 unter einem spitzen Winkel ab oder durchquert kleine Falten in den unmittelbar liegenden Schichten (Taf. III, Fig. 7) . . . . . etwa 50 *m*
9. Knollenkalke mit gelben Hornsteinen in ganz kleinen, aber zahlreichen Konkretionen. Das Gestein ist geädert und stark zerklüftet. Gegen oben geht es in blaßgraue Plattenkalke über. *Joannites tridentinus, Daonella Pichleri* . 2·5 *m*

Buchensteiner Schichten.

8. Dunkelgrüne, sandige Tuffe, unregelmäßig wechsellagernd mit plattigen und knolligen Kalken. Manche mergelige Kalklagen sind reich an Daonellen und enthalten viele andere kleine unbestimmbare Fossilien. *Posidonia wengensis, Daonella Taramellii* und Pflanzenreste sind häufig . . . . . 6 *m*
7. Plattige und knollige Kalke mit gelbem Hornstein in Form grober, knolliger Konkretionen. Mehrere Exemplare von *Balatonites gemmatus* Mojsisovics . . . . . 6 *m*

6. Dünnschichtige, tuffige und sandige Kalke mit schwarzen Flecken, wechsellagernd mit Knollenkalken und lebhaft grünen, aphanitischen Tuffen . . . . . 3 *m*
5. Knollenkalke mit Hornsteinen. Sie führen schlechterhaltene Exemplare von *Proarcestes trompianus* und *marchesanus* Mojsisovics . . . . . 12 *m*

Oberer alpiner Muschelkalk.

4. Gebänderte bituminöse Schiefer und mergelige Kalke mit Pflanzenresten . . . . . 4 *m*
3. Harte, spröde, bituminös riechende Kalke . . . . . 3 *m*
2. Blaugraue Kalke mit Echinodermenresten und Hornsteinkonkretionen . . . . . 4 *m*
1. Geschichteter dolomitischer Kalk . . . . . 2 *m*

Liegend: Mendeldolomit.

Die Horizonte Nr. 10, 11 und 12 in diesem Profil vertreten die Zonen 2, 3 und 4 in der Einteilung der Eruptivserie, wie sie auf S. 37—40 gegeben wurde.

Ein Handstück des Augitporphyrits Nr. 10, das unter der Nordwand des Puflatschgipfels gesammelt wurde, zeigt unter dem Mikroskop eine holokristalline Struktur. Große, geränderte Plagioklaseinsprenglinge bilden die Hauptmasse der Bestandteile. Augiteinsprenglinge treten nur ganz untergeordnet auf und sind vollständig zersetzt. Eine andere Probe, die nahe am Rand gegen die überlagernden Tuffe genommen wurde, zeigt reichlicher blaßgrüne Augite, spärlichen Olivin, viel zersetzten Plagioklas

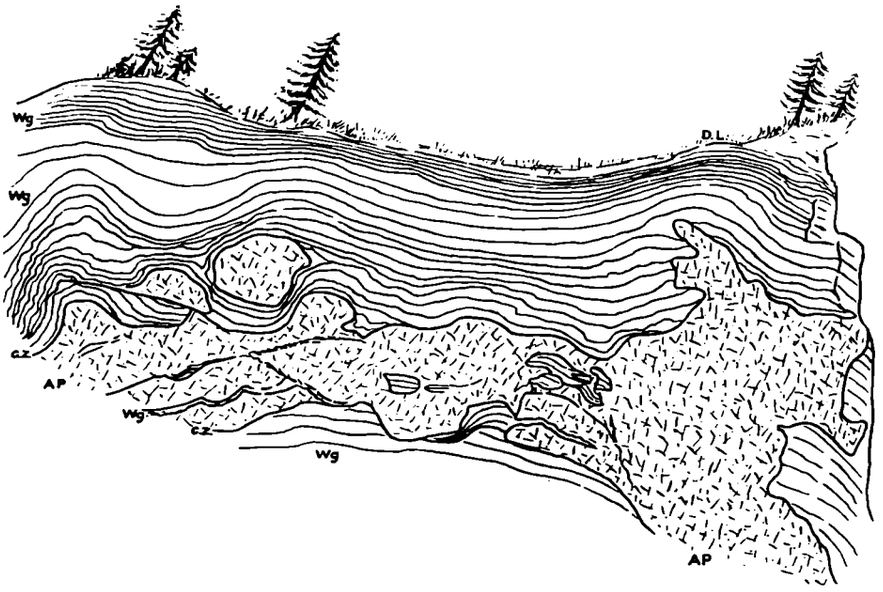


Fig. 8. Lagergang in Wengener Schichten. *(Wg)* Unternonn (S. Puflatsch). *DL* = *Daonella-Lommeli*-Schiefer, *CZ* = Kontaktzone, *AP* = Augitporphyrit.

Die Grundmasse ist unregelmäßig, mit kleinen Oligoklasen und einem dunkelgrünen Zwischenmittel — Augit und Glas. Kleine Mandelräume sind mit Chlorit erfüllt. In mehreren Schliffen ist die Grundmasse mehr oder weniger glasig, mit eingebetteten Chloriten, Feldspaten, Magnetiten, aber die Proben von dem Hauptkörper der Gesteinsmasse sind holokristallin.

Die feinen braunen Tuffe und groben Tuffbreccien Nr. 11 sind der höchste Horizont im nördlichen Teil des Puflatsch. Sie bilden den Nordostgipfel und verbreiten sich als ein dünner Mantel weithin über die Hochfläche. Die feinen Tuffe sind echte Palagonittuffe, in denen die Augitkristalle glitzern. Die Tuffkonglomerate und Breccien enthalten hauptsächlich eckige oder wenig gerundete Bruchstücke von Augitporphyrit. Viel geringer ist der Anteil von Fragmenten verschiedener Arten von Buchensteiner Kalk.

Über dieser Gruppe folgt auf dem Plateau und auf den Südhängen des Puflatsch ein feinkörniger Melaphyr, der oft sehr blasig und voll sekundärer Minerale ist. Er ist reichlich von Heulandit und Kalzit durchadert und verwittert zu einem bröckligen, serpentinartigen Gestein oder mit einer rötlichen, eisenschüssigen Oberfläche. Nördlich der Moadlhütten zeigt dieses Gestein steil gegen SO geneigte Kluftflächen, und Harnische sind auf ihm gut entwickelt. Dies bezeichnet einen wichtigen O-W-Bruch, die Fortsetzung des Pitzbergbruches.

Die Moadlhütten stehen auf dem südlichen abgesunkenen Flügel. Hier wird der Melaphyr von grünlichen oder braunen, schiefrigen Kalken überlagert, in denen ein kleiner *Monophyllites wengensis* gefunden wurde. Verfolgt man ihn gegen W, so wechsellagert der Kalk mit dunklen, tuffigen Schiefern, die gelegentlich Pflanzenreste und *Daonella Lommeli* führen. Dies sind die Wengener Schichten. Über ihnen folgen die Cassianer Kalke.

Verschiedene Horizonte der Wengener Schichten liegen auf dem Melaphyr auf. In den Felswänden, die den großen Bergsturz von Unternonn überragen, sind in den Kontakthorizonten zwischen Melaphyr und Wengener Schichten spätere Lagergänge vorhanden. Sie entsenden Ausläufer in die Wengener Horizonte mit *Daonella Lommeli*. Diese Lagergänge sind zu fein, als daß man sie im Maßstab der geologischen Karte darstellen könnte. Sie sind in den Wengener Schichten auf der Südkante des Puflatsch aufgeschlossen, südwestlich und westsüdwestlich des Punktes, der auf der Karte (in den Cassianer Schichten) mit „1984“ *m* bezeichnet ist (Fig. 8).

Die untere Porphyritplatte, Nr. 10 in unserem Profil, liegt auf der Westseite des Puflatsch fast konkordant über den Knollenkalken. Verfolgt man sie aber gegen NW, so steigt sie unter einem sehr geringen Winkel durch diese an und befindet sich dann im Hangenden von Tuffkonglomeraten. Zwei zerbrochene Schollen von Tuffkalkkonglomerat sind im Porphyrit eingeschlossen. Die eine liegt östlich des Gipfels 2176 *m*. Es ist ein geschichteter Block, der auf der Oberfläche des Porphyrits aufliegt und Kontaktmetamorphose zeigt. Die andere liegt etwas westlich des Gipfels, ein kleiner Fleck von Konglomerat mit Geröllen von wohlgeschichtetem Knollenkalk, der in fast horizontaler Lage mitten in den Augitporphyrit eingeschlossen ist. Feine intrusive Fäden von porphyritischem Material durchsetzen ihn.

Diese eingeschlossenen Bruchstücke sind Teile der Tuffschichten, die den Knollenkalk überlagern. Ihr Auftreten in dem Porphyrit deutet zusammen mit der geringen Diskordanz, mit der der Porphyrit den Kalk und das Tuffkonglomerat abschneidet, an, daß die Auflagerungsfläche des unteren Porphyrits im wesentlichen einem Lagergang angehört. Freilich lag dieser ganz seicht und stand mit oberflächlicher Lava in Verbindung.

Weitere Beweise ergeben sich auf dem Nordhang des Puflatsch. Unmittelbar nördlich der Gipfelwände bilden die anstehenden Konglomerate und Tuffe das Dach eines Lagerganges. Man findet die Aufschlüsse leicht, wenn man den schmalen Steig einschlägt, der von dem eigentlichen Schnürlsteig abzweigt, gegen W am Fuß der Wände emporführt und sich dann steil zu dem Westgipfel (P. 2108) wendet. Der Steig hält sich nahe an dem Bruch. Unmittelbar unter ihm, nicht weit von seiner plötzlichen Wendung gegen den Gipfel zu, liegt unter einer Gruppe von feinen Tuffen und tuffigen Schiefern ein Lagergang von feinkörnigem Melaphyr. Seine obere Fläche schneidet die Schichtenflächen der Tuffe unter einem fast unmerklichen Winkel. Über den Tuffen folgen konkordant kalkige Konglomerate, denen viel Tuffmaterial beigemengt ist. Das Einfallen der Tuffe ist etwa 20° WSW.

Nächst diesem Aufschluß ist dieselbe Gruppe von Tuffen und Schiefern in die steile Störung eingeklemmt. Die tieferen Horizonte liegen parallel mit dem Bruch unter einem Neigungswinkel von etwa 70° zwischen den zu beiden Seiten des Bruches anschließenden Massen von Eruptivgestein. Folgt man dem Bruch gegen O, so erscheinen allmählich die Konglomerate in der Spalte, während die Tuffe dünner werden. Die Gesteinsgruppe wurde in der Tat durch die tektonische Bewegung zerstückelt und zerquetscht. Ein weiterer Aufschluß zeigt in den Tuffen einen kleinen Gang (Fig. 9).

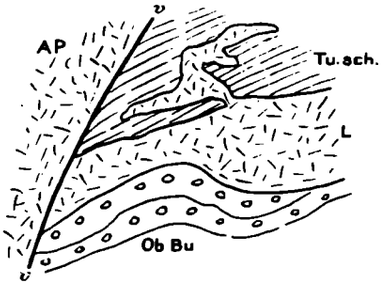


Fig. 9. *Ob Bu* = obere Buchensteiner Konglomerate; *r* = Verwerfung; *L* = Lagergang in tuff. Schiefern *(Tu.sch.)* N. Puflatsch.

Wir treffen also genügend Beweise dafür, daß die obere Buchensteiner Gruppe von Konglomeraten und Tuffen in dieser Gegend das Dach eines Lagerganges von Augitporphyrit bildete und daß die ursprüngliche Lagerung durch spätere tektonische Bewegungen gestört worden ist. Gegen S keilen die Konglomerate jedoch rasch aus und gehen in eine Gruppe von grünlichen Schiefern und Kalken, die mit Tuffen wechsellagern, über. Das ist das Schichtenglied, das Horn[1] aus der Pufler Schlucht beschrieb und aus paläontologischen Gründen als eine obere Gruppe der Buchensteiner Schichten ansprach.

Meine Untersuchung der Westseite des Puflatsch ergab, daß die Hauptporphyritplatte gegen S an Mächtigkeit abnimmt, ähnlich wie es an den Hängen des Pitzberges und des Saltrietales der Fall ist.

Die Lage einer Eruptionszone im Gebiet von Gröden.

Die vorstehenden Beschreibungen haben den wichtigen Umstand ergeben, daß im Gebiet von Saltrie, Pitz und Puflatsch die Augitporphyritlagergänge gegen S dünner werden, im Bereich der Aschkler Alpe aber gegen N. Die mineralogische Untersuchung der Schliffe ergibt eine bemerkenswerte Ähnlichkeit der verschiedenen oberflächennahen Lagergänge in diesen Gebieten (vgl. S. 39). Man kann daraus schließen, daß sie aus einer gemeinsamen Quelle vulkanischer Tätigkeit stammen, die zwischen ihnen ziemlich genau in der Richtung des heutigen Grödener Tales, aber größtenteils etwas südlich lag. Höchstwahrscheinlich bestand hier eine Gruppe paralleler Eruptivspalten, die durch Querrisse verbunden waren. Aus einigen von ihnen entsprangen von Zeit zu Zeit, während die Tuffkonglomerate angehäuft wurden, die Gänge und Lagergänge, die zu beiden Seiten des Grödener Tales wohlentwickelt sind.

Die Frommbachschlucht südlich des Puflatsch.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 8.)

Das Gestein, das unmittelbar unter dem Frommerhaus (1702 *m*) am Eingang der engen Schlucht ansteht, ist der Mandelsteinmelaphyr mit Blockstruktur. Einige Meter tiefer, etwa 1690 *m* ü. d. M., besteht das Anstehende aus schwarzen Tuffen, die etwa 1·5 *m* mächtig sind. Einige Bänke ungefähr in der Mitte der Gruppe enthalten bombenartige Blöcke von zersetzter Mandelsteinlava. Diese Schichten liegen auf einer mächtigen Gruppe grober Tuffkonglomerate, die mit feinen schwarzen Palagonittuffen wechsellagern. Die Einschlüsse in dem Konglomerat sind zum größten Teil kantengerundete Stücke grobkörnigen, feldspatreichen Porphyrits oder feinkörnigen, Augit und Feldspat führenden Porphyrits. Die Konglomerate sind etwa 8 *m* mächtig. Gegen unten gehen sie in eine dünnere, etwa 4—5 *m* dicke Gruppe von Tuffen, feinen Tuffbreccien mit vielen Bruchstücken von Knollenkalk mit Hornstein und dünnen Lagen eines Knollenkalks mit Hornsteinkonkretionen über.

[1] Horn, „Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen", Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur, Breslau 1914, S. 12.

Ich halte diese Gruppe für die Tuffkonglomerate und Knollenkalke der oberen Buchensteiner Schichten. Sie liegt unkonform, mit geschliffenen und gestriemten Flächen und kleinen Faltungen auf ihrer Unterlage. Diese besteht manchmal aus sedimentären Tuffen, manchmal aus Mandelsteinlava, die in den oberen Teilen Bombenstruktur zeigt, gegen unten aber bald mehr zusammenhängend und gleichmäßig wird.

Am rechten Ufer des Baches steigen kleine senkrechte Gänge von der Lava in die Tuffe und Tuffagglomerate auf. Zwei von ihnen dringen auch in die höhere Mandelsteinlava über den Tuffen ein.

In etwa 1640 *m* Höhe ist die Lava ein feinkörniges Gestein, enthält große Augite und zeigt eine Anzahl von geglätteten und gestriemten Flächen, besonders solche in horizontaler Lage. Sie ist ziemlich stark zersetzt.

In 1620 *m* Höhe ist der Melaphyr wieder sehr blasig. Er hat viele Adern und Drusenräume mit einer abwechslungsreichen Entwicklung von Zeolithen. Kalzit und roter Heulandit sind in den Adern und Höhlungen vorhanden. Andere häufige Minerale sind Apophyllit, Analzim, Natrolit und Quarz. Serpentinartige Verwitterung ist sehr ausgesprochen, und manche Teile des Gesteins sind voll von Eisenoxyd. Gestriemte und geglättete Flächen spielen wieder eine große Rolle.

Das Gestein unmittelbar darunter ist ein dunkelgrauer, dichtkörniger, plagioklasreicher Andesit (Augitporphyrit). Er ist etwa 10—12 *m* mächtig und zeigt Blockstruktur mit geringer Andeutung säulenförmiger Absonderung.

In 1600 *m* Höhe ist dieser mehr massive Porphyrit in unregelmäßiger Weise mit einem amygdaloiden Gestein vermischt, das von einander kreuzenden Spalten zerschnitten wird. Es ähnelt sehr der serpentinartigen Abart im Hangenden des feldspatreichen Porphyrits, sowohl was die reiche Entwicklung von Zeolithen als was die vielen geschrammten und zersetzten Kluftflächen betrifft. Diese Erscheinungen sind am deutlichsten an den Kontaktflächen zwischen dem Mandelstein und der feldspatreichen, dichtkörnigen Abart oder in deren Nähe. Es scheint also sehr wahrscheinlich, daß der feldspatreiche Porphyrit von dem Mandelstein durchsetzt wurde.

In 1580 *m* Höhe überlagert die untere Masse von Mandelstein diskordant eine Gruppe wohlgeschichteter, feinbankiger Tuffe und Tuffbreccien, in denen kleine Schollen von Buchensteiner Schichten auftreten. Diese gehen gegen unten in knollige, sehr kieselige Kalke und mergelige oder sandige Schiefer über. Der Melaphyr schneidet das Schichtenfallen ganz unregelmäßig unter einem Winkel von 10 bis 15° ab. In nächster Nähe des Kontakts sind einige Zentimeter des Kalks in ein hartes, hornsteinartiges Gestein verwandelt, in dem die einzelnen Knollen nicht mehr zu erkennen sind. Die höheren Teile der Schichten zeigen bis zu etwa $1^1/_2$ *m* unter dem Melaphyr Quetschung und Kontaktmetamorphose.

Die tiefsten Horizonte dieser geschichteten Gesteinsgruppe liegen deutlich unkonform auf einem Lagergang eines kompakten Augitporphyrits mit viel Plagioklas und großen schwarzen Augiten. Seine Mächtigkeit beträgt 12·15 *m*. Er verwittert grau oder graugrün und zerfällt in regelmäßige Säulen, mit Ausnahme der obersten 3 oder 4 *m*, wo die Klüftung mehr unregelmäßig und die Struktur mehr blockartig ist. Am Kontakt ist der überlagernde Kalk zersetzt, und kleine aufsteigende Adern des Porphyrits dringen in ihn ein. Ein paar Zentimeter vom Kontakt entfernt enthalten diese Adern nur mehr eine grün verwitternde, serpentinartige Masse, die nicht mehr als Porphyrit zu erkennen ist. Geglättete Gesteinsoberflächen sind auch hier verbreitet.

Der Porphyritlagergang ruht mit sehr geringer Diskordanz auf plattigen Kalken mit starken Hornsteinbändern, in denen sich mehrere Ammoniten fanden. Gegen unten gehen sie in mehr knollige Kalke mit grünlichen Tuffzwischenlagen über. In deren Liegendem folgen die obersten Muschelkalkhorizonte. In 1540 *m* Höhe steht eine Gruppe geschichteter, stark bituminöser Kalke, dolomitischer Kalke und Echinodermenkalke an. Aus ihnen entwickelt sich gegen unten in 1530 *m* Höhe der typische Mendeldolomit. (Taf. II, Fig. 12.)

Der obere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten unter dem Lagergang haben eine Neigung von 15° SO. Die Gruppe der Buchensteiner Schichten über ihm fällt etwa 20° NO. Die Melaphyre über dieser Serie sind auf etwa 90 *m* zu schätzen.

Die Eruptivgesteine in dieser Schlucht deuten auf eine Folge von Laven, unter denen nur einige die Oberfläche erreichten. Andere wurden als oberflächennahe Lagergänge in die älteren Laven und auch in die Buchensteiner Schichten intrudiert. Die erste reichliche Beimischung von Tuffen und Bildung von eruptiven und kalkigen Breccien erfolgte in der Palagonittuffgruppe (Zone III), die zu den Buchensteiner Horizonten gehört.

Eine Probe des Feldspatporphyrits in der Mitte der Melaphyre mit den Zeolithen erweist sich unter dem Mikroskop als äußerst feldspatreich. Die Einsprenglinge bestehen alle aus Plagioklas in breiten, zersetzten Latten. Die Grundmasse ist holokristallin, aus kleinen Magnetitspänen und Magnetitnadeln mit viel schmutzigbraunem Material zusammengesetzt. Große und kleine Mandelräume sind vorhanden. Diese sind mit Chlorit und Kalzit erfüllt. Weder Augit noch Olivin kommen vor, auch zeigt sich keine Fließstruktur.

In einem Handstück von dem unteren Lagergang bestehen die meisten Einsprenglinge aus wenig zersetztem Plagioklas in breiten, nicht geränderten Platten; Augitkristalle sind selten, aber groß. Die Grundmasse ist voll Chlorit, Feldspat und Magnetit; Mandelräume fehlen.

Eine Probe des blasigen Melaphyrs zeigt trübe, zonar aufgebaute Plagioklaslatten und etwa ebenso viele große, blaßgrüne, frische Augitkristalle. Magnetitstäbe und große Eisenflecken sind überall verstreut; Mandelräume sind häufig. Sie enthalten ausgezeichnete Ripidolithe und vermikulären Chlorit. Die Grundmasse ist holokristallin mit Plagioklas, Augit und Magnetitstäben. Diese Abart erinnert an die oberen Laven des Saltrietales und vom Piz Pranseis (Ostteil des Ciamp de Pinôi).

Die petrographische Beschaffenheit der Palagonittuffe wurde weiter oben beschrieben (S. 39).

Um einen Vergleich zu erleichtern, sei die Schichtenfolge der Frommbachschlucht kurz zusammengefaßt:

Obere Buchensteiner Folge.

Hangend: Mandelsteinmelaphyr.

14. Feine schwarze Tuffe und Bombentuffe . . . . . 1·5 *m*.
13. Grobe Tuffkonglomerate mit eingeschalteten Palagonittuffen . . . . . 8 *m*.
12. Feine Tuffbreccien und schwarze Palagonittuffe. In den tieferen Lagen sind ihnen Bänke von Knollenkalk mit Hornstein eingeschaltet . . . . . 5 *m*.

Diskordanz und Störungsfläche.

11. Mandelsteinlava mit Blockstruktur mit vielen grünen und schwarzen Augiten und Zeolithen. Sie sendet kurze Apophysen und dünne senkrechte Gänge in das Schichtenglied Nr. 12 . . . . . 50—60 *m*.
10. Dunkelgrauer, feldspatreicher Porphyrit mit Andeutungen von Säulenabsonderung . . . . . 10—12 *m*.
9. Mandelstein-Augitporphyrit mit Blockstruktur und viel sekundärer Mineralbildung . . . . . 20 *m*.
8. Dickbankiger Knollenkalk mit gelben Hornsteinkonkretionen und mit einigen Exemplaren von *Protrachyceras langobardicum* Mojsisovics. Linsen und Flecken von grünem Tuff sind eingeschaltet. Die höchsten Lagen sind am Kontakt mit dem Eruptivgestein stark metamorphosiert . . . . . 3 *m*.

Buchensteiner Schichten.

7. Harte, dunkelgebänderte Schiefer, wechsellagernd mit blaßgrauen, Hornstein führenden Knollenkalken. Schlechterhaltene Posidonien oder Pflanzenreste kommen in den Schiefern vor . . . . . 3·4 *m*.
6. Dunkelgraue, kalkige Schiefer . . . . . 2·5 *m*.
5. Knollenkalke. Sie zeigen an der Fläche, die dem Porphyrit aufliegt, Kontaktmetamorphose und sekundäre Silikate . . . . . 2 *m*.
4. Lagergang von feinkörnigem, kompaktem, feldspatreichem Porphyrit mit großen Augiten und deutlicher Umwandlung an der Kontaktfläche. Die Masse ist in gutentwickelte senkrechte Säulen gegliedert . . . . . 12—15 *m*.
3. Violetter oder braunroter, ebenflächig geschichteter, fossilführender Kalk. Am Kontakt gegen das Intrusivgestein ist er metamorphosiert und sehr schiefrig. Gegen unten geht er in Knollenkalke mit gelben Hornsteinen und mit dünnen Einschaltungen grünen Tuffs über . . . . . etwa 20 *m*.

Liegend: Oberer alpiner Muschelkalk (bituminöse, dunkle Schiefer und blaugraue Kalke).

Der Mandelsteinmelaphyr an der oberen Grenze der eruptiven Schichtenfolge wird am Beginn der Frommbachschlucht durch einen Bruch abgeschnitten, aber nach den Aufschlüssen auf der rechten Seite kann seine Mächtigkeit auf etwa 30 *m* geschätzt werden.

Die Fortsetzung der Eruptivgesteine südlich des Frommbaches ist wegen des üppigen Pflanzenwuchses und der Steilheit des Hanges schwerer festzustellen. Die sedimentäre Gruppe, Nr. 5—8 in dem obigen Profil, streicht zuerst in ungefähr derselben Höhe, d. h. bei etwa 1570—1580 *m*, weiter. Verfolgt man das Band kalkiger Gesteine nach S, so wird es dünner und verschwindet schließlich. Nur die oberen Tuffkonglomerate mit Bruchstücken von Kalk bleiben in Berührung mit dem Lagergang. Der Lagergang von säulenförmigem, feldspatreichem Porphyrit, Nr. 4, wird, wenn man ihn gegen S verfolgt, rasch dicker. Seine untere Grenze zusammen mit den Buchensteiner Schichten in seinem Liegenden senkt sich gegen S allmählich am Gehänge.

Näher gegen den Frötschbach zu erscheint die obere Buchensteiner Gruppe, Nr. 5—8, als eine kleine Scholle in etwa 1580 *m* Höhe wieder, also ungefähr in demselben Niveau wie früher. Gegen oben gehen die Kalke in dunkle, gebänderte Schiefer und wohlgeschichtete Palagonittuffe über. Die Mandelsteinlaven über dieser Gruppe sind an manchen Stellen des Westhanges des Eselgipfels gut aufgeschlossen. Sie werden hier von späteren Gängen durchsetzt, in deren Nähe eine grobe Breccie entstanden ist. Wo die Gesteine miteinander in Kontakt stehen, sind sie sehr verändert und stellenweise zu einer tuffartigen Masse zerrieben. Das Band eingeschalteter Gesteine kann in 1620—1630 *m* Höhe bis zur Schlucht des Frötschbaches verfolgt werden. Hier liegt ein Lagergang von säulenförmig abgesondertem Melaphyr auf zersetztem und sehr serpentinartigem Mandelstein mit kalzitischen und anderen Ausscheidungen.

Der Lagergang ist etwa 15 *m* dick. Seine obere Fläche ist äußerst unregelmäßig und oft sehr brecciös. Von dieser oberen Fläche entspringen verschiedene Gänge und Apophysen, die nach aufwärts in die nächsten Lagen der Tuffe und Tuffbreccien eindringen.

Die Frötschbachschlucht.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 8.)

Die rechte Seite des Frötschbaches erschließt ein gutes Profil der Hauptmächtigkeit der Buchensteiner Schichten. Der Bach hat zwischen der Dolomitmasse des Schlern und dem Wiesenland der Seiser Alpe einen felsigen Cañon ausgenagt, der im geologischen Schrifttum wohlbekannt ist, da er von Kastelruth, Seis und Bad Ratzes aus den Zugang zum Schlern vermittelt. Das folgende Profil faßt die Schichtfolge, wie sie sich auf Grund der Beobachtungen der Verfasserin darstellt, zusammen.

Die Buchensteiner Schichtfolge des Frötschbaches.

Hangend: Wengener Tuffe und Schiefer mit *Daonella Lommeli,* anstehend bei der Proslinger Schweige (Lafreiter) in etwa 1740 *m*.

Gruppe der Mandelsteinlaven (hier in Verbindung mit oberflächennahen Lagergängen desselben Gesteins).

22. Fester, grünlich verwitternder Mandelsteinmelaphyr mit reichlich Augit in großen Kristallen, kleinen Feldspaten und etwas Olivin; reich an Zeolithen . . . . . 12 *m*
21. Schwarze, erdige Tuffe und feine Tuffbreccien, gelegentlich mit dünnen Lagen von Mandelsteinlava mit Blockstruktur . . . . . 20 *m*

Gruppe der Palagonittuffe mit Einschaltungen oberer Buchensteiner Kalke.

20. Grobe Tuffkonglomerate mit Porphyrit und spärlicherem Kalk und mit Zwischenlagen feiner Palagonittuffe 16 *m*
19. Hellgrauer, dichtkörniger Lagergang mit klüftiger und manchmal säulenförmiger Struktur. Er entsendet Gänge in die hangenden Tuffe . . . . . 15 *m*
18. Mandelsteinlava mit vielen Adern und zeolithenreichen Drusenräumen . . . . . 45 *m*
17. Harter, massiver Augitporphyrit, reich an Plagioklas, stellenweise mit säulenförmiger Absonderung . . . . 30 *m*
16. Grobes Tuffagglomerat, vorwiegend aus Kalkbruchstücken, wechsellagernd mit schwarzen oder dunkelgrünen Tuffen (obere Buchensteiner Schichten) . . . . . 8 *m*
15. Eingeschaltete Gruppe von gebänderten, knolligen, hornsteinführenden Kalken und blaugrauen, plattigen Kalken, wechsellagernd mit grünen Tuffen und tuffigen Schiefern. *Monophyllites wengensis* Mojs., *Daonella* spec. Die Basis dieser Gruppe liegt am Prosliner Steig in etwa 1580 *m* Höhe . . . . . 7—10 *m*
14. Lagerung mit Blockstruktur, entsendet eine Apophyse in Nr. 15 . . . . . 18 *m*
13. Gang vom massivem, in Säulen gegliedertem Augitporphyrit. Er quert den Steig in etwa 1520 *m* Höhe und bildet im Bach einen Wasserfall. Seine Mächtigkeit schwankt rasch um ein Mittel von etwa 15 *m*. Stellenweise reicht er durch das Schichtglied Nr. 14 bis zur Basis von Nr. 15 . . . . . 15 *m*
12. Bomben- oder Blocktuffe. Große Blöcke von Augitporphyrit sind unregelmäßig in weichen Tuff eingebettet 12 *m*
11. Augitporphyrit, in horizontal liegende Säulen gegliedert . . . . . 8 *m*
10. Tuffe aus fein zertrümmertem Augitporphyritmaterial . . . . . 6 *m*

Gruppe der feldspatreichen Andesite (Augitporphyrite).

9. Plagioklasreicher Augitporphyrit mit Blockstruktur . . . . . 8 *m*
8. Tuffe, fein zerbrochenen Augitporphyrit enthaltend . . . . . 3 *m*
7. Feldspatreicher Augitporphyrit mit Blockstruktur. Er ist so stark verwittert, daß er wie ein Tuff aussieht. Seine Basis liegt am Prosliner Steig in 1490 *m* Höhe . . . . . 4 *m*
6. Fester, dichtkörniger, feldspatreicher Porphyrit mit Blockstruktur und wohlentwickelten, senkrechten Säulen . 20 *m*
5. Porphyritagglomerat in Gestalt bräunlichroter, sehr dunkel verwitternder, eckiger Blöcke. Unter ihnen befinden sich wenige Stücke eines stark veränderten Kalkes . . . . . 25 *m*
4. Dünne Lage von grauem Kalk, in etwa 1450 *m* Höhe. In der Kontaktzone gegen Nr. 3 gutentwickelte Granaten.
3. Dunkel verwitternder Augitporphyrit mit Blockstruktur . . . . . 15 *m*
2. Kompakter Augitporphyrit, in Säulen gegliedert . . . . . 12 *m*
1. Buchensteiner Serie, in 1520 *m* Höhe anstehend, etwa 27—28 *m* mächtig, mit folgenden Unterteilungen:
   d) Dunkelgraue Plattenkalke, mit etwas heller grauen Knollenkalken wechsellagernd. *Daonella Taramellii* Mojs.
   c) Plattige, gebänderte Kalke und Mergel.
   b) Violette Plattenkalke mit *Posidonia* spec.
   a) Knollenkalk mit gelben Hornsteinkonkretionen und dünnen Lagen oder Linsen von grünlichem Tuff, *Proarcestes trompianus* Mojs.

Liegend: Gelb verwitterter Bänderkalk, blaugrauer Kalk, blasse dolomitische Mergel und Kalke des alpinen oberen Muschelkalks. Gegen unten, im Bachbett bei etwa 1350 *m*, gehen sie in typischen Mendeldolomit über.

Die Buchensteiner Schichten hier sind denen am Nordhang der Seiser Alpe sehr ähnlich, doch zeigen sie eine reiner kalkige Fazies mit weniger Beimengung von Schiefern und Tuffen. Auch die geschichteten oberen Muschelkalkgesteine an ihrem Fuß sind ausgesprochen kalkig-dolomitisch entwickelt.

Das Schichtglied Nr. 15 in dem obigen Profil ist eine losgelöste Gruppe der oberen Buchensteiner Horizonte, die in Intrusivgesteine eingeschlossen wurde. Sie ist zu beiden Seiten des Bacheinschnittes vorhanden. Auf der rechten Talseite trifft man sie nahe beim Prosliner Steig. Sie zeigt hier im einzelnen folgende Unterteilung:

Hangend: Massiver Augitporphyrit.

4. Tuffbreccie mit porphyritischen und kalkigen Einschlüssen, mit Tuffen wechsellagernd.
3. Stark metamorphe Bänderkalke. Im oberen Teil befindet sich ein schmales Kalkband, das dicht von feinen Augitporphyritfäden durchsetzt ist.
2. Blaugraue Plattenkalke.
1. Bänderkalk mit gelben Hornsteinen.

Liegend: Augitporphyrit mit Blockstruktur.

Auf der linken Grabenseite, sowohl im Bachbett als am Hang, stehen die interessanten Aufschlüsse von Buchensteiner Schichten an, die die Verfasserin bei früherer Gelegenheit beschrieben hat.[1] In ihrem Liegenden sind Kalk und Augitporphyrit am Kontakt miteinander sehr stark geglättet, gestriemt und mit Hohlkehlen bedeckt. Sie hielt diese Fläche deshalb anfangs für eine horizontale Bewegungsfläche. Gelegentlich einer geologischen Exkursion unter Leitung von Professor Rothpletz wurde jedoch eine kleine Apophyse des Augitporphyrits entdeckt, die in die überlagernden Kalkschichten eindringt. Obwohl also die Kontaktfläche zweifellos der Sitz heftiger Quetschungen war, kann doch keine wesentliche horizontale Verschiebung an ihr erfolgt sein. Die Schichtfolge ist diese:

Hangend: Massiver Augitporphyrit.

8. Stark metamorpher, schiefriger, kieseliger Kalk . . . . . 9 *m*
7. Eine Lage dunklen, hornsteinführenden Kalkes.
6. Eine deutlich intrusive Lage brecciösen Augitporphyrits.
5. Knollenkalk mit Hornstein.
4. Kalk, teilweise in Marmor umgewandelt.
3. Plattige Kalkschiefer mit *Daonella Pichleri*.
2. Weißlicher, marmorisierter, kieseliger Kalk mit Zwischenlagen von Echinodermenkalk.
1. Kalk mit Hornsteinkonkretionen . . . . . $^3/_4$ *m*

Liegend: Augitporphyrit mit Blockstruktur. Sowohl die Kalke als die Porphyrite sind nächst der Kontaktfläche geglättet und gerieft. Die ganze Mächtigkeit der Gruppe zwischen dem Augitporphyrit im Hangenden und im Liegenden beträgt 12—15 *m*. Die Schichten sind in leichte Falten gewellt und die einzelnen Horizonte sind oft voneinander getrennt. Außerdem sind Kluftflächen stark entwickelt, die die Schichten unter einem Winkel von 50° schneiden. Diese losgelösten Streifen von Buchensteiner Schichten zeigen den Einfluß der Kontaktmetamorphose stärker als die Gesteine, die im Verband blieben. Ihr Vorhandensein bestätigt auch, daß die umgebenden Laven die Natur oberflächennaher Lagergänge haben.

Die Hauptunterschiede zwischen den eruptiven Gesteinsfolgen in den Schluchten des Frötschbaches und des Frommbaches bestehen: 1. in der größeren Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit der unteren Gruppe von Porphyritlagergängen und Decken im Frötschbach, 2. in der stärkeren Entwicklung grober Tuff-Porphyritagglomerate und gemischter Tuff-Porphyritkalkbreccien an der Basis der Palagonittuffgruppe im Frötschbach, 3. dem häufigeren Wechsel von Tuffen und Laven im Frötschbachgebiet.

Im Bett des Frötschbaches überlagern die Eruptivgesteine die Buchensteiner Schichten in etwa 1380 *m* Höhe. Das Einfallen ist sanft südöstlich. Die höchsten Glieder der Schichtfolge unterlagern die Wengener Gruppe im selben Bachbett bei etwa 1740 *m*. Im ganzen ist die tatsächliche Mächtigkeit auf beträchtlich mehr als 300 *m* zu schätzen. Im Frommbach liegt der tiefste Lagergang bei 1560 *m* Höhe auf dem Buchensteiner Knollenkalk. Die höchsten Laven werden bei 1700 *m* durch einen nordsüdlichen Bruch abgeschnitten. Ihre Mächtigkeit in der Schlucht wechselt. Auf Grund der Beobachtungen in der Umgebung kann sie auf etwa 35 *m* geschätzt werden. Man wird also aus dem Frommbachprofil (S. 61) entnehmen, daß die Gesamtmächtigkeit hier 150 *m* nicht übersteigt. Trotz dieser verschiedenen Mächtigkeiten kann man die Leithorizonte der Eruptivserie aus dem einen Graben in den anderen verfolgen. Es ist zu vermuten, daß das Frötschbachgebiet gerade in einer vulkanischen Zone lag, in der von den ersten Ausbrüchen an die Neigung zur Anhäufung von Tuffen und Tuffagglomeraten bestand, die weiterhin von den aufeinanderfolgenden Lavaintrusionen durchsetzt wurden. Im Frommbachgebiet dagegen befanden sich in der ersten Zeit keine tätigen Schlote oder Spalten, um die sich grobe Tuffagglomerate gebildet hätten. Die größere Heftigkeit der vulkanischen Tätigkeit im Frötschbachgebiet zeigt sich auch in der stärkeren Zertrümmerung und der teilweisen Einhüllung der oberen Lagen von Buchensteiner Kalk.

Die tiefere Lage der Hauptmasse der Buchensteiner Schichten und des Mendeldolomits im Frötschbachgebiet, verglichen mit dem Frommbach und dem Puflatsch, mag auf eine mitteltriadische Senkungsbewegung hindeuten, deren Anfang mit der ersten Aufhäufung von Tuffen im Frötschbachgebiet gleichzeitig wäre.

Aus dieser Deutung würde sich ergeben, daß die Tuffagglomerate und Breccien in oder nahe bei der Spaltenzone oder bei dem Zentrum der Bewegung und des Vulkanismus wahrscheinlich im Alter wenig verschieden sind von den fein zertrümmerten und dicht gemengten kalkigen und porphyritischen Tuffbreccien und feinen Palagonittuffen, die sich oberflächlich über die kalkigen Buchensteiner Absätze unmittelbar nördlich jener Zone ausbreiteten. Der Umstand, daß im Frötschbachgebiet isolierte Streifen von Buchensteiner Knollenkalk in einem höheren Horizont als die Tuffe, die mit der unteren Gruppe der Augitporphyrite vergesellschaftet sind, erscheinen, läßt keinen Schluß auf das Altersverhältnis zu. Denn diese Kalke sind durch die Lagergänge, mit denen die tieferen Tuffe vergesellschaftet sind, aus ihrer ursprünglichen Lage verschoben und oberflächlich verändert worden. Sie sind also älter als diese Lagergänge und höchst wahrscheinlich älter als die zu den Lagergängen gehörigen Tuffe.

Wie oben auseinandergesetzt wurde, nimmt die eruptive Gesteinsfolge des Puflatsch und Pitzberges an Masse von N gegen S ab, was auf eine Lavaquelle im N deutet (S. 59). Am Westhang der Seiser Alpe dagegen ergibt sich Verminderung von S gegen N, als Hinweis auf eine bedeutende Lavaquelle im Frötschbachgebiet. Wie aus den zahlreichen Schliffen hervorgeht, sind die Mandelsteinlaven einander in allen Teilen des oben beschriebenen Bereiches äußerst ähnlich. Dagegen zeigen die älteren Glieder der Gesteinsfolge eine beträchtliche Mannigfaltigkeit. Es ist möglich, daß die früheren Ausbrüche mehr verstreut stattfanden als die späteren.

[1] Ogilvie Gordon, „Schlern usw." (Verh. d. Geol. R. A., Wien. 1907). Vgl. auch Koken L. L. 1906, Bd. 2, S. 6, 7.

Der Übergang von der eruptiven zur dolomitischen Fazies am Schlern.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 8.)

Auf der Südseite des Frötschbaches keilen die Eruptivgesteine ungemein rasch aus. Man beobachtet dies am besten, wenn man die Hauptmasse der Buchensteiner Schichten von den Aufschlüssen auf der linken Seite des Baches, wo sie bei 1520 *m* am Touristensteig den Feldspatporphyrit unterlagern, gegen NW verfolgt, wo über ihnen der Schlerndolomit liegt. (Taf. V, Fig. 15.)

Zunächst bemerkt man, daß die kalkig entwickelten Buchensteiner Schichten, die bei P. 1520 anstehen, sich gegen NW im Gelände heben. Die obere Buchensteiner Gruppe, die im Bett des Frötschbaches auftritt, liegt gegen O fast 100 *m* höher. Man kann sie von diesem Aufschluß mit Unterbrechungen in den kleinen Nebenbächen über den Hang hin verfolgen, wobei sie sich gegen W allmählich senkt und fast zum P. 1520 gelangt.

Nächst diesem Punkte ist sie von der Hauptmasse der Buchensteiner Schichten nur durch eine geringe Mächtigkeit von Augitporphyrit getrennt, der eine Apophyse in die hangenden Kalke entsendet und daher ein Lagergang ist. Aus den Aufschlüssen in diesem Gebiet läßt sich entnehmen, daß die beiden Vorkommen von Buchensteiner Schichten sich einander unter dem sehr geringen Winkel von 7° nähern und schließlich eine einzige kalkige Masse bilden würden. Die dolomitischen Mergel, die in der Schlucht auf der Hauptgruppe der Knollenkalke liegen, vertreten hier die abwechslungsreiche Gruppe von Eruptivgesteinen und metamorphen Buchensteiner Schichten im O. Sie werden unmittelbar von Dolomit überlagert.

Geht man von Punkt 1520 gegen NW, so trifft man in dem ersten Graben, der von der Schlernseite herunterkommt, nahe bei einem Wasserfall einen Aufschluß: Etwa 8 *m* grünlichgrauer, dünngeschichteter Mergel und mergeliger Dolomite mit Hornstein stehen zwischen der Hauptmasse der Buchensteiner Kalke und dem typischen Schlerndolomit an.

Die obersten 2 oder 3 *m* der Mergel und mergeligen Dolomite sind nicht gleichmäßig und flach abgesetzt. Sie sehen aus, als ob große, härtere und hellere Dolomitblöcke in eine etwas dunklere und weichere dolomitische Grundmasse eingebettet worden wären. Das stimmt mit der Tatsache überein, daß die Dolomitbildung hier von S her vorrückte. Es zeigt, daß den für sie günstigen Bedingungen die Bildung eines Konglomerats vorausging. Ähnliches treffen wir in den Buchensteiner Schichten, wo die Zwischenräume zwischen benachbarten Kalkknollen durch grüne Tuffe, Schiefer und tuffige Mergel ausgefüllt worden sind.

Hier, an einer Stelle, die scheinbar ein gleitender Hang von dem südlich anschließenden Schlerngebiet war, bestand das Material, das die Zwischenräume ausfüllte, aus feinem dolomitischem Mergel. Und das nächstfolgende Schichtenglied war Schlerndolomit anstatt der Eruptivmassen der Frötschbachschlucht. In dem besprochenen Seitengraben ist der Schlerndolomit über den dolomitischen Mergeln etwa 40 *m* mächtig. Darüber folgt Mandelsteinlava. Die Verfasserin hat diesen interessanten Kontakt im Jahre 1907 zum erstenmal untersucht und ihn im folgenden Jahre gelegentlich einer geologischen Exkursion dem Professor Rothpletz und einer Anzahl Geologen gezeigt.

Die Kontakthorizonte zeigen die folgende Serie:

5. Härterer, massiver Melaphyr.
4. Eine dicke Lage weicher, leicht zerbröckelnder, sehr blasiger Lava mit eingeschlossenen Stücken festeren Porphyrits. Der obere Kontakt nächst Nr. 5 zeigt eine dünne Umwandlungszone grünlichen und serpentinigen Materials mit Mineralneubildungen.
3. 30 *cm* gelb gefärbten, stark zersetzten Melaphyrs.
1. Normaler Schlerndolomit als Liegendes.

Die Auflagerung des Melaphyrs auf den Schlerndolomit, in dem eine grobe Schichtung zu erkennen ist, scheint ganz konkordant zu sein. Die Kontakterscheinungen sprechen ebenfalls für die Deutung der Lava als einen oberflächlichen Erguß auf dem Dolomit.

Die mikroskopische Untersuchung eines Handstückes zeigt eine glasige, zersetzte Grundmasse mit winzigen Feldspaten; mit Analzit erfüllte Blasenräume; kleine Einsprenglinge, meist von Augit und Olivin. Dieser ist serpentinisiert und zeigt Maschenstruktur. Feldspatspäne sind selten. Eine andere Probe ist viel mehr kristallin und zeigt feine Fließstruktur. Sie sieht wie der Rand eines Stromes mit zusammengesunkenen Dampfräumen aus. Um die Einsprenglinge zeigt sich Färbung. Eisen ist sehr reichlich vorhanden, ebenso Chlorit.

Der Melaphyr gehört, wie dies auch auf der begleitenden geologischen Karte dargestellt ist, zu dem zeolithenreichen oberflächlichen Lavaerguß, der am Beginn der Frötschbachschlucht die schwarzen Tuffe und Tuffbreccien überlagert und zu beiden Seiten die höchsten vulkanischen Felsen bildet. Der Dolomit in seinem Liegenden und im Hangenden der dolomitischen Mergel muß also gleich alt sein wie die Gruppe der Tuffe, Tuffkonglomerate und Laven, Nr. 16 bis 21 des Frötschbachprofils S. 62. Diese eruptive Ausbildung am Frötschbach wäre mehr als doppelt so dick als der entsprechende Schlerndolomit. Die verschiedenen Horizonte der Eruptivfazies dünnen bei der Annäherung an die Dolomitfazies rasch aus. Es folgt daraus weiter, daß der tiefste Teil des hiesigen Schlerndolomits gleichaltrig mit der Kalkfazies der oberen Buchensteiner Schichten oder mit der Hauptperiode der Palagonittuffe in der Eruptivfazies ist.

Interessant sind auch die Erscheinungen gerade an der Kontaktlinie zwischen der dolomitischen und der eruptiven Fazies. Infolge eines stellenweise fast undurchdringlichen Pflanzenwuchses sind sie nicht gut aufgeschlossen. Hie und da ist aber an der Grenzzone zwischen den Tuffen und Dolomiten eine gemischte Breccie aufgeschlossen. Sie besteht aus Dolomitblöcken, die in Eruptivgestein eingeschlossen sind. Dieses gemischte Gestein entsendet keilförmige Fortsätze in Hohlräume des Dolomits.

In tieferen Horizonten grenzt der Dolomit an typischen Augitporphyrit; feine Adern und Zwischenlagen dieses Gesteins dringen in ihn ein.

Man hat geglaubt, daß der „Melaphyr" (womit man im allgemeinen die eruptive Gesteinsfolge meinte) an dieser Nordwestecke des Schlerns mit einer steilen Dolomitwand in Berührung stehe.[1] Zweifellos besteht jetzt eine fast senkrechte Kontaktfläche entlang der Schlucht, an der die zwei Fazies zusammentreffen. Eine genaue Untersuchung ergibt aber, daß die steile Stellung sekundär ist und durch nachträgliche Störungen hervorgerufen wurde (vgl. Taf. XXIII, Prof. 9).

Der Schlerndolomit und die Buchensteiner Schichten östlich der Kote 1916 der Santnerspitze sind in zwei ONO—WSW streichende Falten gelegt. Die Buchensteiner Schichten zeigen außerdem noch eine Reihe von Kleinfalten.

Da diese den größeren Falten untergeordnet sind, hat die ganze Schichtenfolge beträchtliche Differentialbewegungen in sich erfahren. Der obere Teil der Gesteinsgruppe, der zwischen den mehr faltbaren Buchensteiner Schichten und dem widerstandsfähigeren Schlerndolomit liegt, zeigt stellenweise starke Quetschung. In der Mitte der größeren Gewölbe sind sogar örtliche Überschiebungserscheinungen zu erkennen. Die tieferen Glieder der Gruppe sind in diese Umformungen nur teilweise einbezogen.

Die nördliche der größeren Falten wird durch einen schräg geneigten Bruch abgeschnitten. Die südliche Falte befindet sich gerade an der Stelle, wo der Schlerndolomit und die Eruptivfazies in Berührung treten und nach entgegengesetzten Richtungen auskeilen. Ihre Kontaktfläche hat an der antiklinalen Faltungsbewegung teilgenommen und ist zu einer viel steileren Neigung aufgerichtet worden, als ihre ursprüngliche Lage war.

Man kann hier also zeigen, daß die fast senkrechte Wand des Schlerndolomits, gegen die die Tuffe und Laven abstoßen, die Folge einer nachträglichen Umformung ist. Die ursprüngliche Kontaktfläche war viel weniger geneigt.

Die Mandelsteinlava, die auf dem Schlerndolomit aufruht, wird selbst von einer Gruppe feiner Tuffbreccien und Tuffe überlagert, die gegen oben in tuffige Schiefer übergehen. Verfolgt man die tuffigen Schiefer aus der besprochenen Schlucht nur eine geringe Strecke gegen O, so findet man in ihnen *Daonella Lommeli, Posidonia wengensis* und Pflanzenreste. Das ist der erste sichere Nachweis anerkannter Wengener Leitfossilien.

Da sie sich entschieden oberhalb der Mandelsteinlava befinden, scheint es gerechtfertigt, dem Schlerndolomit unterhalb der Lava Buchensteiner Alter zuzuschreiben. Das bestätigt den schon früher gezogenen Schluß, daß dieser Teil der dolomitischen Fazies, nämlich die dolomitischen Mergel und der Schlerndolomit oberhalb der Knollenkalke und unterhalb der Lava, eine Entwicklung der oberen Buchensteiner Schichten ist und nicht als eine Vertretung der Schiefer mit *Daonella Lommeli* angesehen werden kann.

Das rasche Auskeilen und Verschwinden der Tuffe und Laven — sowohl der oberen als der unteren Gruppe des Frötschbaches — gegen W kann nur dadurch erklärt werden, daß der Meeresboden zur Buchensteiner Zeit in dieser Richtung anstieg. Die gewöhnlich angenommene Erklärung, daß die Laven und Tuffe sich an der wachsenden Wand des Schlerndolomit-Korallriffes stauten, genügt den auf den vorhergehenden Seiten beschriebenen Beobachtungen nicht, denn es besteht kein senkrechter Kontakt. Es ergibt sich vielmehr, daß der Schlerndolomit ein kalkiger Absatz war, der sich gleichzeitig mit den oberen Tuffen und Laven bildete. Diese nahmen an Mächtigkeit rascher als der Dolomit, bzw. Kalk zu. Sie übergriffen ihn deshalb unkonform in südlicher Richtung um einen sehr beschränkten Betrag, während einige der randlichen Lagergänge in den Kalk eindrangen.

Es mag sich jedoch die eruptive Zone im Vergleich zu den vorher gebildeten Buchensteiner Schichten im S gesenkt haben, kurz es trat eine Bruchbewegung von Buchensteiner Alter ein. Dadurch entstand ein Ansteigen des Meeresbodens und eine geringere Meerestiefe im S der Eruptivspalte. Es war gewiß kein Zufall, daß der Schlerndolomit sich im S jenseits jenes sehr geringen Abstandes frei von aller Einschaltung eruptiven Materials entwickeln konnte. Dieser Umstand würde auf ein submarines Plateau als Unterlage jenes Absatzes hindeuten.

Die Dolomitfazies der Buchensteiner Schichten im Schlern und Rosengarten.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 8.)

Nach der älteren Literatur sollen im Schlernmassiv die Buchensteiner Schichten an der Nordwest-, West- und Südseite des Schlernmassivs vollständig dolomitisiert und vom Schlerndolomit nicht zu unterscheiden sein. Koken[2] hat jedoch schon gezeigt, daß man im Nordwestteile des Schlern an der Basis des Jungen Schlern und gegen den Völser Bach zu Züge von Buchensteiner Kalk feststellen kann. Der Autorin ist es gelungen, eine Zone von Kalkgesteinen zwischen dem Mendoladolomit und dem Schlerndolomit rund um die West- und Südseite des Schlernmassivs dort zu verfolgen, wo die Gesteine in diesem speziellen Horizont gut genug aufgeschlossen waren. Längs der Westseite des Schlern und im Schlerngraben[3] sind sie ganz leicht festzustellen.

An der Südseite bilden die Gesteine so steile Wände, daß man sie nur in einzelnen Rinnen untersuchen kann. Eine Detailuntersuchung der Gesteine in diesen Schluchten zeigt jedoch, daß man unterscheiden kann: *a)* eine gut geschichtete Gruppe von dünner und dicker gebankten dolomitischen Kalken, welche auf dem Mendoladolomit liegen und dem Aussehen nach mit den dolomitischen Kalken des obersten alpinen Muschelkalkes übereinstimmen; *b)* eine Folge von braunem und grauem, fein gebändertem und schwach bituminösem Dolomit, wahrscheinlich umkristallisiert

[1] Vgl. Koken: „Geologische Beiträge". 1906.

[2] Koken „Geologische Beiträge", 1906.

[3] Vgl. Diener u. Arthaber „Kartenskizze im Exkursionsführer".

aus dem gebänderten kalkigen Gestein, das gewöhnlich mit den unteren Buchensteiner Horizonten identifiziert wird; *c)* eine Folge von dolomitisierten Knollen- und Plattenkalken mit Hornsteinkonkretionen und gelegentlichen Beimengungen von grünem Tuff.

Als Beispiel soll die Bärenfalle beschrieben werden, die die am häufigsten besuchte unter den südlichen Schluchten bildet und zum Tschamintal, etwas östlich von Weißlahnbad herabführt. Wenn man die Schlucht herabsteigt, so erscheinen die Wände als zusammenhängende Dolomitmasse, man kann jedoch beobachten, daß in der Nähe des unteren Teiles der Schlerndolomit anfängt kompakter und besser geschichtet zu sein. Dann wird er weniger kristallinisch im Aussehen und dunkler. Eine Untersuchung dieses Teiles zeigt, daß die untersten 20 bis 25 *m* der Schlerndolomitwände aus knolligem und brecciösem oder plattigem, geschichtetem Gestein bestehen. Hornsteinkonkretionen sind oft vorhanden und grünlicher Tuff findet sich in dünnen Zwischenlagen oder in kleinen Hohlräumen. Das Vorkommen von konglomeratischen oder brecciösen Lagen stimmt mit den Beobachtungen am Nordwestteile des Schlern überein.

Unter diesem Teil befindet sich brauner oder grauer, schwach bituminöser Dolomit oder dolomitische Mergel von etwas gebändertem Aussehen in ungefähr 5 *m* Mächtigkeit und dann ungefähr 7 oder 8 *m* gut geschichteter, dünner oder dicker gebankten Lagen, die blaßgrau und kristalliner sind und auf typischem Mendoladolomit liegen. Die unterste Gruppe enthält Echinodermenreste und Dünnschliffe zeigen gelegentlich Foraminiferen und man kann sie sicher mit den obersten Horizonten des alpinen Muschelkalkes identifizieren.

Die 20 bis 25 *m* geschichteten, knolligen Dolomite entsprechen den typischen knolligen und kieseligen Kalken der Buchensteiner Hauptserie. Der Schlerndolomit könnte nach seinem allgemeinen, geschichteten Aussehen dem zunächst folgenden Dolomit entsprechen, wie er unter der Santnerspitze im NW des Schlernmassivs beobachtet und von der Autorin der oberen Buchensteiner Zeit zugerechnet wurde. Er geht nach oben zu unmerklich in höchst porösen und kristallinen, typischen Schlerndolomit über, in welchem die Schichtung weniger deutlich wird.

Die Buchensteiner Schichten sind deutlicher aufgeschlossen in der Kette, die südlich vom Tschamintal verläuft. An der Kesselspitze südlich von der Bärenfalle sind die knolligen Horizonte kalkiger und enthalten mergelige und gebänderte Lagen. Diese Entwicklung setzt sich nach Osten fort und ist noch besser längs der Westseite des Vajolet- und Rosengartenzuges ausgeprägt. Das folgende Profil ist vom Purgametschjoch nördlich von den Vajoletspitzen genommen.

Im Hangenden: Schlerndolomit.

6. Schlerndolomit von massigerer Struktur und mit deutlicher Schichtung.
5. Dolomitische, brecciöse Kalke, manchmal knollig und hornsteinführend, manchmal mit Zwischenlagen von blaß grünlichem Tuff.
4. Mergelige Dolomite oder dolomitischer Kalk, manchmal braun und schwarz gebändert.
3. Sehr kristalline, teilweise dolomitische, braun und grau gebänderte Kalke mit Hornstein in Konkretionen und als unregelmäßige Lagen. In diesen wurde *Diplopora annulata* gefunden.
2. Knollige Kalke mit sehr unregelmäßigen Schichtflächen.
1. Gut geschichteter brauner oder blaßgrauer Dolomit oder dolomitischer Kalk mit Zwischenlagen von gebänderten Kalken von plattigem Charakter (höchste Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks).

An der Basis: Poröser, kristalliner, rötlich verwitternder oder weißer Mendoladolomit.

Diese Entwicklung der Buchensteiner Schichtfolge ist für ihr Vorkommen in der Rosengartengruppe charakteristisch. Mit dem Horizont Nr. 1 des obenstehenden Profils zusammen bildet sie eine einheitliche Zone, die in Form einer breiten Terrasse zwischen den Abstürzen des Schlerndolomits darüber und des Mendoladolomits darunter erodiert wurde. Die Terrasse versteilt sich sehr rasch und ist mit Schutt beladen, welcher von den zahlreichen steilen Felsen und engen Gräben im Schlerndolomit herabkommt.

Die Buchensteiner Serie im oberen Grödner Gebiet.

Die hauptsächlichsten Aufschlüsse der Buchensteiner Schichten im oberen Teil des Grödner Tals zwischen St. Christina und dem Grödner Joch sind diejenigen an den „Incisles"-Abhängen, welche sich von der Aschkler Alpe an der Nordseite des Tals zu den „Pozza-" und „Pigon"-Hütten herabziehen und jene auf dem weiten Wiesenland von Sora Piciulei, auf der Sora Freina und am Col de Stravertei, der südlich von Wolkenstein in Gröden steil aufragt.

Es folgt hier ein Profil durch die Buchensteiner Schichten in den Felsen unmittelbar hinter den Pigonhäusern und dem Kreuz. Eine Signatur für das Streichen und Fallen ist auf der Karte auf der Stelle, wo das Profil aufgenommen wurde, eingezeichnet worden. Der Weiler und die Talabhänge hier werden von den Einwohnern „La Pozza" genannt. Der unterste Horizont, Nr. 1 im Profil, liegt auf Mendoladolomit in einer Höhe von 1560 *m* mit einem NW—SO-Streichen und einem Fallen 35° NW.

Buchensteiner Folge bei Pozza, am Nordabhang des Grödner Tales, unterhalb von Wolkenstein.

Im Hangenden: Melaphyr als gleichaltrige Lava innerhalb von Wengener Schichten. — Wechselt sehr rasch an Mächtigkeit.

19. Schwarze, dünngebankte Tuff- und Kalkschiefer mit zahlreichen Fossilien. In den tiefsten Horizonten findet sich *Daonella Lommeli, Trachyceras Archelaus, Posidonia Wengensis* und Pflanzenreste — zweifellos die Basis der Wengener Serie . . . . . 2—3 *m*
18. Massiger Melaphyr (Mandelsteinlava) . . . . . zirka 30 *m*
17. Wechsellagerung von Melaphyr und Tuff; die Lava an der Basis ist brecciös und enthält Stücke vom unterlagernden Knollenkalk . 3 *m*

Obere Buchensteiner Gruppe.

16. Tuffbreccien und Konglomerate, mit Tuffen und Kalken wechsellagernd. Diese Gruppe besteht teils aus typischen Breccien von Tuff und Kalk, in welchen die Grundmasse aus grünlichgrauem, sandigem Tuffmaterial zusammengesetzt ist, und teils aus Knollen- oder Plattenkalk (Taf. XIII, Fig. 49).

Im westlichen Teil des Aufschlusses (unmittelbar nördlich von den zwei Eisenbahnkreuzungen westlich der Station Wolkenstein in zirka 1650 *m* Höhe) findet man Breccien in ungefähr 4 *m* Mächtigkeit, auf welche 3 *m* mächtige Knollenkalke mit Hornstein folgen. 10 *m* nach Osten besteht die Basis aus 1 *m* Breccie und die ganze übrige Mächtigkeit setzt sich aus Knollenkalken zusammen. Der Übergang vom einen zum anderen findet an einer fingerförmigen Verkeilung der beiden Varietäten statt (siehe S. 47, Fig. 3).

Die Komponenten der Konglomerate sind meistens Bruchstücke von rauhem Knollenkalk, gelegentlich auch Augitporphyrit. Sie sind verwittert und scheinen echte gerollte Bruchstücke zu sein. Ungefähr 2 *m* über der Basis sind mehrere Lagen von grünem Tuff vorhanden, welche gegen die groben Tuffbreccien streichen . . . . . 7 *m*

15. Augitporphyritlagerung, auf welchen verschiedene Horizonte Nr. 16 folgen . . . . . 25—30 *m*

Man kann folgende Teillagen unterscheiden:

c) Eine obere Lage mit Blockstruktur, stark verwittert, manchmal amygdaloidal . . . . . zirka 12 *m*

b) Einen Mittelteil, welcher Andeutungen von senkrechter Pfeilerstruktur zeigt . . . . . zirka 9 *m*

a) Massige untere Lage mit Blockstruktur . . . . . zirka 9 *m*

Hauptserie der Buchensteiner Schichten.

14. Grünlichgraue, schiefrige Tuffe, welche einen Geröllhorizont etwa $^3/_4$ *m* über der Basis einschließen . . . . . 1 *m*

13. Konglomerate, bestehend aus kleinen, gerundeten oder kantengerundeten Kalkbruchstücken, die Hornstein enthalten und in eine grüne Tuffgrundmasse eingeschlossen sind; stark zersetzt. Im oberen Teil sind die Einschlüsse geringer an Zahl und bestehen meist aus Hornstein . . . . . 2 *m*

12. Knollenkalke mit Hornstein; die Oberflächen sind ziemlich glatt und mit grünen Tuffhäuten bedeckt . . . . . 3 *m*

11. Schwarz oder dunkelbraun und hell gebänderte Plattenkalke, welche Hornstein als kleine runde Konkretionen und in Lagen enthalten und mit feinen Zwischenlagen von grünlichen Schiefern. Einige verwitterte Oberflächen sind mit kleinen, verkieselten Bivalven bedeckt: *Pectae* sp.; *Daonella badiotica* . . . . . 6 *cm*

10. Grüner, sandiger Tuff, nicht gut geschichtet, aber von sehr gleichförmiger Beschaffenheit . . . . . 30 *cm*

9. Wechsellagerung von graugrünen, sandigen Knollenkalken und grünen Schiefern, ziemlich hart und kompakt und zahlreiche Posidonien enthaltend, anscheinend *P. Wengensis* und auch *Daonella Taramellii* . . . . . 1 *m*

8. Graue und grünliche Knollenkalke mit gelbem Hornstein, mit Zwischenlagen von Schiefern, in welchen sich kleine, schlecht erhaltene Posidonien finden. Die Hornsteinkonkretionen nehmen im gleichen Verhältnis mit dem Kalkstein zu, wenn man von den tieferen zu den höheren Horizonten aufsteigt. Gleichzeitig werden die einzelnen Knollen kleiner, die grünen Tuffschiefer dünner und die Kalke plattiger . . . . . 20 *m*

Alpiner oberer Muschelkalk.

7. Wechsellagerung von schwarzen und bituminösen Schiefern und gut gebänderten mergeligen Kalken. Die Kalkbänke sind ungefähr 10 *cm*, die Schiefern 1—20 *cm* mächtig. Sie bilden eher weniger als die Hälfte der ganzen Stufe. In den oberen Horizonten sind Posidonien und Pflanzenspuren vorhanden . . . . . 7 *m*

....Kleine Flexur und Störung....

6. Wechsellagerung von schwarzen Schiefern mit Lagen von Eisenerz und dunkelgrauem, mergeligem Kalk. Die Kalkbänke sind mehrere Dezimeter, die schiefrigen Lagen $^1/_2$ bis 1 *dm* mächtig . . . . . 8 *m*

Schubfläche mit Rutschstreifen in nordwest—südöstlicher Richtung.

5. Dick gebankter, bituminöser Kalk und dunkelgrauer, mergeliger Kalk, der gelblichbraun verwittert. Auf frischen Bruchflächen ist der mergelige Kalk durchscheinend.

Das Gestein ist stark zerklüftet und von Harnischflächen und Kalzitbildungen auf Spalten erfüllt . . . . . 6 *m*

4. Dunkelblaue, spaltbare Kalke voll mit Harnischflächen und Kalzit bedeckten Druckflächen.

Sie sind stark verquetscht und zeigen gut ausgeprägte Druckcleavage. Dünne eisenhaltige Lagen wittern als rote Bänder heraus . . . . . 3 *m*

Störung längs einer Ebene von geringer Neigung.

3. Uneben gebankter, grauer Kalk und darunter dunkelblauer, zerbrechlicher Kalk, der Encrinusreste enthält . . . . . 2 *m*

2. Dunkler, bituminöser Kalk . . . . . 0·65 *m*

1. Blaugraue, gut gebankte und manchmal gebänderte, mergelige Kalke, die mit rauhem oder muscheligem Bruch zerbrechen . . 2·3 *m*

An der Basis: Mendoladolomit, im obersten Teil deutlich geschichtet, kristallin und von grauer Farbe. Die untersten Horizonte im obigen Profil stellen unvollständige Gruppen der geschichteten Kalke dar, die auf dem Mendoladolomit liegen. Hier ist ihre Ähnlichkeit mit der Nordtiroler Fazies der höchsten Lagen des alpinen oberen Muschelkalkes sehr auffallend. Anscheinend ist die Wiederholung von gewissen Horizonten auf beschränkte Schubbewegungen innerhalb der Schichten zurückzuführen.

Einige interessante Aufschlüsse mit Kreuzschichtung finden sich in der Nähe dieses Profils in der Gruppe Nr. 16, welche denjenigen sehr ähnlich sind, die im oberen Teil des Saltrietales in den gleichen Horizonten beschrieben wurden (S. 53).

Ein Handstück vom Augitporphyrit Nr. 15 aus der obersten Lage zeigt unter dem Mikroskop eine grobe Grundmasse, die aus Feldspatleisten, aus Oligoklas oder Andesin und scheinbar eingestreutem Augit besteht: die Einsprenglinge sind Augite, zersetzte Feldspate und Pseudomorphosen nach Olivin. In dem sehr feldspatreichen Charakter der Grundmasse hat dieses Gestein Ähnlichkeit mit den Lagergängen, welche von der Aschkler Alpe, vom Saltrietal usw. beschrieben wurden, jedoch sind hier im Verhältnis mehr Augiteinsprenglinge vorhanden. Die Bedingungen zur Zeit des Ergusses waren wahrscheinlich die eines ganz oberflächennahen Lagerganges.

Ein Handstück vom Melaphyr über den untersten Wengener Schichten (Nr. 19) zeigt eine Grundmasse von kleinen Oligoklasen (einige kürzer und breiter) und kleinem, braunem Augit, etwas Glassubstanz und etwas Magnetit; als Einsprenglinge Oligoklas und Augit.

Wenn man die Gesteine der „Pozza-"(Pigon-)Schichtfolge gegen das Grödner Joch zu verfolgt, so zeigt das Streichen einen ostsüdöstlichen Verlauf. Der feldspathaltige Lagergang in den tiefen Horizonten wird geringer mächtig und teilt sich in Äste, welche in verschiedene Horizonte unter kleinen Winkeln eindringen. Anderseits werden die gemischten Breccien und Konglomerate mächtiger. Gute Aufschlüsse kann man nahe beim Jagdschloß in St. Maria in Wolkenstein und auf dem Rücken erhalten, welcher von dort aus zu den Nordabhängen des Grödner Joches zieht.

Diese Beziehungen deuten wahrscheinlich auf einen höheren Teil des ursprünglichen Abhanges längs der Nordwand der mitteltriassischen Spalten, der eher weiter vom tätigen Schlot entfernt ist, als das Gebiet von Pigon.

Die Südabhänge des Grödner Tals oberhalb von Wolkenstein.

(Vgl. S. 195, Prof. 4.)

Die hochgelegenen Wiesenlandschaften von Sora Piciulei, Sora Freina und Ciamp de Pinōi breiten sich gegen S vom oberen Teil des Grödner Tals gegen die Basis des Langkofelmassivs und den kleinen Gipfel, Pitz de Sella genannt, gegen O vom Langkofel aus. Sie weisen einige sehr interessante geologische Züge auf. Sie sind Lokalitäten, wo die Algenspezies *Diplopora annulatissima, Pia* in den obersten Horizonten des alpinen oberen Muschelkalks auftritt, wie oben beschrieben wurde (S. 30). Und sie zeigen auf verhältnismäßig kleinem Raum einige der Hauptzüge in den Beziehungen zwischen den Augitporphyritlaven und Tuffen und der sedimentären Schichtfolge.

Auf dem Sora Piciulei- und Sora Freina-Hügel hinter Wolkenstein scheinen die Augitporphyritgesteine auf den ersten Blick konkordant auf den Buchensteiner Schichten zu liegen; sie wurden von Mojsisovics auf der Karte als ein Teil des Oberflächenergusses von Mandelsteinlava eingetragen, die der Wengener Zeit zugerechnet wurde. Tatsächlich liegen sie aber auf den älteren Horizonten der Buchensteiner Schichten, nahe bei dem aus Mendolaschichten bestehenden Gipfel, wie auf S. 29 beschrieben wurde, und kleine Lagergänge treten hier im dolomitischen Kalk des oberen Muschelkalks und im bituminösen Dolomit auf.

Gegen die Ostseite von Sora Freina zu liegt der Porphyrit stufenweise auf immer jüngeren Horizonten von Buchensteiner Kalk und auf Tuffbreccien von geringer Mächtigkeit und ist zweifellos ein Lagergang.

Die mikroskopische Untersuchung des Gesteins zeigt, daß es grobkristallinisch ist, mit Plagioklas und Augit in annähernd gleichem Verhältnis und auch Chlorit und Magnetit enthält. Die Augitkristalle sind grün, groß, leicht pleochroitisch und schließen manchmal Verwitterungsprodukte ein; der Plagioklas ist vollständig chemisch verändert und erfüllt in langen Leisten, aber auch in kleinen Formen Zwischenräume zwischen den Augiten aus.

Im Verwerfungssegment unmittelbar südlich davon, zwischen Sora Freina und dem Col de Stravartei, zeigt ein Handstück, das nahe dem oberen Kontakt dieses Gesteins gewonnen wurde, eine holokristalline Grundmasse mit zahlreichen Plagioklasen, Augit und Olivin sind spärlich und stark verändert.

Palagonittuffe finden sich über dem Lagergang im mittleren Abschnitt der Abhänge.

Im höheren Teil des Col de Stravertei breitet sich der Lagergang hauptsächlich unter den Breccien und Kalken der obersten Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks aus und die Eruptivgesteine, welche auf den Buchensteiner Kalken liegen, wechsellagern mit groben Tuffen und Tuffbreccien. Sie erreichen eine bedeutende Mächtigkeit und Lagergänge und Gänge dringen in sie ein, von welchen manche, wie man sehen kann, mit dem Porphyritlagergang unter dem Col zusammenhängen. Ein Beispiel dafür bietet der Aufschluß an der Nordwestecke der Terrasse von Ciamp de Pinōi, in welchem obere Buchensteiner Kalke mit den Tuffen und Tuffbreccien wechsellagern und darauf folgt dann die Augitporphyritlava des Ciamp de Pinōi. Diese Schichtfolge soll hier in nord-südlicher Richtung über den Ciamp de Pinōi und den Col de Stravertei beschrieben werden.

Im Hangenden: Wengener Schichten vom Südabhang des Ciamp de Pinōi.

IV. Zone.

14. Oberflächenerguß oder Melaphyrströme des Ciamp de Pinōi.

III. Zone. Gruppe der oberen Buchensteiner Kalke, Palagonittuffe und Konglomerate.

13. Konglomerat, hauptsächlich aus gerundeten oder kantengerundeten Kalk- und Porphyritbruchstücken in tuffiger Grundmasse bestehend. In den höheren Horizonten ist das Gestein eine feine Breccie. Dünne Lagen von feinem, braunem Tuff oder weißem Kalk wechsellagern gelegentlich. Diese sehen wie Marmolatakalk aus und enthalten Diploporen, Korallen und kleine Bivalven und Gastropoden. In das Konglomerat dringen kleine Gänge von Bombenporphyrit ein. Die besten Aufschlüsse der Intrusionen sind an der Ostseite des Ciamp de Pinōi, an den Abhängen des Piz Pranseis.
12. Geringmächtige Stufe von braun verwitternden Tuffschiefern mit Pflanzenresten und Posidonien.
11. Knollenkalke mit welligen Schichtflächen; schwarzer Hornstein ist vorhanden und viele Fetzen von schwarzem Tuff. Einige Teile des Gesteins sind als Crinoidenkalk entwickelt, andere enthalten zahlreiche Exemplare von *Daonella esinensis*; es wurden auch sehr schlecht erhaltene Brachiopoden und kleine Posidonien und Aviculen gefunden.
10. Dünn geschichteter, dunkelgrüner oder grün verwitternder unreiner Kalk.
9. Mächtiger Lagergang von Augitporphyrit, stark verändert. Er steigt ziemlich steil durch die überlagernden Horizonte auf.
8. Serie von feinen braunen Tuffen und Tuffbreccien, mit dünnen Kalkbänken abwechselnd. Die Tuffe enthalten feine Bruchstücke von Augitkristallen, auch von Kalk, und dazwischen erkennbare Bruchstücke von Echinodermenkalk und Hornsteinen. Die Kalkschichten sind grau und mergelig und zeigen sehr kleine schwarze Flecken (Pflanzenreste).

7. Braun verwitternde Kalke, die Korallen- und Echinodermenreste enthalten.
6. Kalk- und Porphyritbreccie, grob gebankt, in Verbindung mit Tufflagen. Der Porphyrit scheint hier in eine Tuff- und Kalkserie eingedrungen zu sein. Der Kalk ist oolitisch und kristallin und enthält Diploporen und veränderte Reste von anderen Organismen.

I. und II. Zone. Gruppe der groben vulkanischen Breccien und des Feldspatporphyrits.

5. Grobes, braunes Tuffagglomerat mit ungleicher Schichtung. Es bildet eine 6 bis 8 *m* hohe Wand an der Ostseite des Ciamp de Pinōi. Im oberen Teil überwiegen große Kalkblöcke, manchmal als Bruchstücke von geschichtetem Material, das aus der Buchensteiner Hauptserie und dem oberen Muschelkalk stammt. Einzelne Blöcke von Mendoladolomit, unterem Muschelkalk und oberen Werfener Schichten sind auch erkennbar. Ungefähr in der Mitte des Agglomerates findet sich eine eingeschlossene Scholle von plattigem, tuffigem Gestein. Im unteren Teil sind die Bruchstücke fast lauter Augitporphyrite und kantengerundet oder wenig gerundet.
4. Lagergänge von Augitporphyrit (sehr reich an Feldspat).

Buchensteiner Hauptserie.

3. Knollenkalk mit gelbem Hornstein, wechsellagernd mit dünnen Lagen von grünem Tuff und Kalkmergel. Die Aufschlüsse sind spärlich, die Mächtigkeit dürfte 12 bis 15 *m* betragen. *Daonella Taramellii* wittert in den mergeligen Schichten aus und man findet viele Steinkerne von Bivalven.

Alpiner oberer Muschelkalk.

2. Feste, blaugraue dolomitische Kalke mit Echinodermenresten und Stylolithen mit Zwischenlagen von bituminöserem Kalk, in welchem Diploporen vorkommen (*Diplopora annulatissima*) und mit Kalkbreccien.
1. Gut geschichteter, gebänderter, dolomitischer Kalk, unregelmäßig an der Verwerfung unter dem Col di Stravartei abgeschnitten.

Die höheren Buchensteiner Serien einschließlich der Eruptivgesteine sind unter den Zonen I bis IV angeordnet, um ihre Beziehungen zur allgemeinen Einteilung der Eruptivfolge auf S. 37 zu erleichtern. In der Gruppe der Palagonittuffe erscheinen die Kalkhorizonte so häufig, daß diese Gruppe auf der beiliegenden Karte mit der grünen Farbe für die Buchensteiner Schichten bezeichnet wurde.

Die Mächtigkeit ist im obigen Profil nur für die Hauptgruppe der Buchensteiner Knollenkalke (Nr. 3) angegeben. Die Horizonte Nr. 4 bis 14 wechseln sehr rasch an Charakter und Mächtigkeit; man kann sie in der oben beschriebenen Profillinie als im ganzen ungefähr 80 bis 100 *m* mächtig annehmen.

Der Rücken, der vom Piz Pranseis zum Ostteil des Ciamp de Pinōi zieht, enthält einige gute Aufschlüsse, welche deutlich zeigen, daß die Buchensteiner und die obersten Muschelkalkhorizonte zerrissen und große Teile davon in Lagergänge einbezogen und mit Tuffen vermischt wurden. Die Erscheinungen deuten an, daß sich hier eine eruptive Öffnung befand, welche wahrscheinlich ein lokaler Ausgang während der Tätigkeit der Grödner Gruppe der mitteltriassischen Eruptivspalten war. Die Anhäufung von Tuffbreccien und die Lagergänge zeigen eine überaus rasche Abnahme an Mächtigkeit in der Richtung gegen S, ein charakteristischer Zug, in welchem dieses Gebiet mit den Saltrie- und Pitzabhängen im W übereinstimmt.

So wurde also gezeigt, daß auch im oberen Teil des Grödner Tales das eruptive Material gegen N und S von einer Zone von maximaler Mächtigkeit aus abnimmt. Die maximale Mächtigkeit ist hier zweifellos im Gebiet des Col de Stravertei, in einiger Entfernung südlich vom Grödner Tal. Aber diese Lage ist nicht die ursprüngliche, da die Gesteine in diesem Gebiet später lokale Schubbewegungen erlitten haben.

Es mögen nun einige Beispiele von der mikroskopischen Struktur der Hauptvarietäten von Eruptivgesteinen im Gebiet von Ciamp de Pinōi und vom Piz Pranseis folgen, um sie später mit den wichtigsten Typen im Fassatal vergleichen zu können.

Der unterste Lagergang ist am Tueirücken, östlich von den Piz Pranseis-Spitzen, gut aufgeschlossen. Ein Handstück aus einem Lagergang, welcher in Buchensteiner Knollenkalk eindringt, zeigt eine holokristalline Grundmasse, die aus Oligoklasleisten besteht, welche dicht mit Magnetitwürfeln besetzt sind; die zahlreichen Einsprenglinge sind Oligoklas in Leisten oder Platten, weniger Augitkristalle, Olivin spärlich und sowohl der Augit als auch der Olivin stark verändert. Es zeigt bedeutende Ähnlichkeit mit den Dünnschliffen durch den Lagergang im „Pozza"-(Pigon-)Gebiet.

Ein Gang im Rücken zwischen dem Piz Pranseis und Tuei zeigt holokristalline Grundmasse mit Feldspat in Leisten und Körnern und Augit, der in Chlorit verwandelt ist; sehr zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas; Augit und Olivin sind spärlich. Auch mit Chlorit erfüllte Mandeln treten auf.

Ein Handstück aus einem Gang im gleichen Rücken, welches als Handstück grobkörnige Struktur zeigt und stark von Mandeln erfüllt ist, zeigt unter dem Mikroskop eine gröber kristalline Struktur. Die Grundmasse ist zum Teil ophitisch mit Augit, Plagioklas und Olivinkörnern; als Einsprenglinge zahlreiche Plagioklase und ziemlich zahlreiche Augite; Olivine sind spärlich.

Das Alter dieser Gänge ist unsicher, sie scheinen aber dem feldspathaltigen Typus der Lagergangporphyrite ähnlich zu sein.

Die höhere Gesteinsgruppe auf den Piz Pranseis-Gipfeln ergab Schliffe, welche für die obere Hauptmasse in diesem Gebiet typisch sind, mit hyalopilitischer Grundmasse, reichlichen großen Augiten, Plagioklasen als kleine Einsprenglinge mit Ringen um die Kristalle, ziemlich reichlich, aber weniger als in der unteren Stufe, etwas Olivin; Eisen ist in ziemlicher Menge vorhanden.

Ein ungewöhnliches Handstück, das von der höchsten Spitze des Piz Pranseis stammt, zeigt Plagioklas und Olivin als Einsprenglinge; Augit ist nur in der Grundmasse vorhanden, die holokristallin ist, und Eisen findet sich in feinen Nadeln wie in den höheren Gängen im oberen Saltrietal.

In den tieferen Horizonten des Ciamp de Pinōi-Rückens sind gewissen Typen der holokristallinen Varietät am Piz Pranseis ähnlich, führen aber reichliche Augiteinsprenglinge, praktisch genommen im gleichen Verhältnis wie die Feldspate und von bedeutender Größe; Olivin ist spärlich. Diese Varietät stimmt durch ihre ziemlich bedeutende Mächtigkeit mit der oberen Gruppe im Saltrietal und weiter gegen W überein; auch Mandeln finden sich darin. In den höchsten Horizonten wechselt die Grundmasse mehr; sie ist hyalopilitisch oder glasig, die Einsprenglinge sind ihrer Verteilung nach ziemlich die gleichen.

Aus der Beschreibung der Eruptivgesteine im Grödner Gebiet läßt sich ersehen, daß die späteren Ergüsse basischer waren als die früheren, ebenso wie im Fassagebiet. Man findet auch in beiden Gebieten eine allgemeine Übereinstimmung in der Aufeinanderfolge der vulkanischen Erscheinungen. Es gibt aber gewisse Gesteinstypen, sowohl in den jüngeren als auch in den älteren Serien, die mit nur geringen Verschiedenheiten in Puflatsch, am Pitzberg, in Saltrie, Aschkler und im Ciamp de Pinōi auftreten und kein genaues Äquivalent in Fassa haben. Anderseits spielen wieder in Gröden die Palagonittuffe eine kleine Rolle im Vergleich zu ihrer Entwicklung im Fassagebiet. Ein wichtiges Ergebnis der geologischen Aufnahme besteht darin, daß sie die Lokalisation der Lagergänge und Tuffkonglomerate zu beiden Seiten einer in annähernd ost-westlicher Richtung verlaufenden Zone erkannt hat, in welcher die Eruptivserie das Maximum ihrer Entwicklung besitzt. Diese Erwägungen weisen auf das Vorhandensein einer Eruptivspalte oder Spaltengruppe im Grödner Gebiet während der mitteltriassischen Zeit hin, die von der Fassagruppe getrennt war, wenn sich auch von Zeit zu Zeit Querverbindungen ausbildeten.

Übergang der Buchensteiner Fazies zum Schlerndolomit des Langkofel.

Die Gesteine des Ciamp de Pinōi sind längs ihres Südrandes durch die späteren Verwerfungen abgeschnitten, welche sie vom Piz Sella und dem Dolomitmassiv des Langkofel trennen. Und wie die Autorin schon in einer früheren Arbeit gezeigt hat, sind sowohl der Piz Sella als auch das Langkofelmassiv von O her darübergeschoben worden. Daher ist die ursprüngliche Fortsetzung der Eruptivfazies hier durch die spätere Deformation so zerstört, daß es ein schwieriges tektonisches Problem wird, sie zu verfolgen. Die Buchensteiner Schichten sind dort, wo sie auf der Ostseite des Piz Sella aufgeschlossen sind, nur eine unvollständige Schichtfolge, die hauptsächlich die obere Gruppe der Tuffkonglomerate, Kiesel- und Knollenkalk und grünen Tuff umfassen; auch eine keilförmige Masse von Augitporphyrit, welche diskordant auf diesen liegt, und Fetzen von älteren Horizonten einschließt.

Näher am Langkofel, an den Eckfelsen unterhalb von Sa Cōul ist dolomitisierter Buchensteiner Kalk mit etwas eingeschaltetem Tuff vorhanden, und in der Nordwand des Langkofel befinden sich an der Basis grob geschichtete Horizonte von knolligem Dolomit, gelegentlich mit feinen Zwischenlagen von grünem Mergel oder Tuff. Ebenso wie im Schlern und in der Fermeda-Nordwand nehmen die höheren (oberen) Buchensteiner Horizonte das typischere Aussehen von „Schlerndolomit" an, wenn sie auch weniger porös sind als die Hauptmasse des Dolomits und manchmal von mergeliger und bröckliger Beschaffenheit.

Eine steile Knieflexur der Dolomitfazies gegen N läßt den Fazieswechsel plötzlicher hervortreten, als wie wenn die horizontale Ausbreitung ungestört geblieben wäre.

Westlich von diesen Aufschlüssen wurde in den untersten Horizonten des gleichen knolligen Dolomits an der nächsten Ecke und dann wieder in der Dolomitwand an beiden Seiten des Langkofelkars zwischen Langkofel und Plattkofel die *Diplopora (Gyroporella) annulata, Schafh.* sp., die führende Algentype des Schlerndolomits, von Professor Rothpletz und der Autorin selbst gefunden. Dieses Vorkommen von *D. annulata* ist wichtig, da diese Type meist in höheren Teilen des Schlerndolomits gefunden wurde. In bezug auf die Flora ist es von Interesse, da es zeigt, wie rasch diese Spezies mit den weiteren Ringsegmenten auf den *D. annulatissima*-Typus mit sehr engen Segmenten folgte (Heft 2, Tafel IX, X).

Die Buchensteiner und Marmolata-Kalkfazies des Rodellagipfels.

Wenn man weiter nach Süden fortschreitet, so sind die höheren Schlerndolomithorizonte an der Westseite des Sellajochs aufgeschlossen, wie sie sich mit den Wengener und Cassianer Horizonten verkeilen. Aber am Col Rodella, südlich vom Sellajoch, sind die Buchensteiner Horizonte wieder aufgeschlossen, hier in zwei verschiedenen Fazies, und zwar in der Kalkfazies am Rodellagipfel östlich von der Forcella oder dem Paß nach Campitello und in einer Mischfazies aus Kalken und Eruptivmaterial westlich vom Joch. Beide Fazies sind von einer Schubfläche geschnitten.

Die Schichtfolge unmittelbar östlich von der Forcella ist an der Seite eines großen, weißen Gerölfeldes aus den Kalken des Rodellagipfels aufgeschlossen. Daneben und ganz nahe am Weg stehen graublaue gut geschichtete dolomitische Kalke von ungefähr 3 *m* Mächtigkeit an. Der untere Teil dieses kleinen Aufschlusses zeigt in gewissen Horizonten reichliche Echinodermenreste und mit diesen wechsellagernd Algenkalke voll von *Diplopora annulatissima*.

Die Gruppe ist daher mit den höchsten Horizonten des alpinen oberen Muschelkalkes zu identifizieren, u. zw. in der Fazies, wie sie vom Ciamp de Pinōi und vom Wiesenland von Sora Freina und Piciulei beschrieben wurde.

Unmittelbar im O zeigen die Kalke ein mehr knolliges Aussehen, sind aber in der Nähe der Schubfläche gestört, auch stark von Harnischflächen durchzogen, die Kalzitausscheidungen tragen. Darauf folgen dann regelmäßiger gebankte Knollenkalke mit einer dünnen Zwischenlage von grünem, weichem und bröckligem Tuff, etwa 2 *cm* mächtig. Diese kalkige Stufe von Knollen- und Plattenkalken ist ungefähr 8 *m* mächtig.

Die Lagen sind der Reihe nach: 1. dunkelgraue oder blaugraue Knollenkalke mit Hornsteinkonkretionen und sehr unebener Oberfläche; 2. dünn gebankte, schieferige, braun verwitternde und sehr sandige Lagen, die nach oben zu in Knollenkalk übergehen; 3. eine feine Kalkbreccie, hauptsächlich aus Hornsteinknollen in einer Kalkmatrix bestehend; 4. uneben gebankte, blaßgraue Kalke mit großen Hornsteinkonkretionen, auf welche 5. blaß graugrüne oder hellgrüne Tuffe und Tuffmergel folgen. Diese bilden eine deutliche Zone von weicherem Gestein, manchmal zirka 15 *cm*, manchmal weniger mächtig, und darauf folgen in ungefähr gleicher Mächtigkeit Plattenkalke.

Die Serie stimmt sehr gut mit der Hauptgruppe der Buchensteiner Knollenkalke überein.

Die Knollenkalke gehen gegen oben zu in eine massige Entwicklung von hellem, halbkristallinem Kalk vom Charakter des Marmolatakalks mit winzigen gelben Hornsteinkonkretionen über. Sie erreichen 40 *m* an Mächtigkeit und bilden den Gipfel der Rodella. Dieser Kalk enthält „*Evinospongia*"-Knollen und einige sehr interessante Fossilreste. Einige Lagen sind mit knolligen oder verästelnden Resten erfüllt, unter denen sich mehrere als Hydrozoentypen erwiesen haben, *Lithophora Koeneni Tornquist* und *Milleporidium Fassani n. sp.* (siehe Heft 2, Taf. XIII, Fig. 1, 2). Andere Lagen weisen Korallen und Cidaritenreste auf; vereinzelte Algenreste kommen auch vor. Diese sind alle in stark umkristallisiertem Zustand.

Der Marmolatakalk repräsentiert in seiner geringen Mächtigkeit auf dem Rodellagipfel die obere Buchensteiner Serie und eine gänzlich kalkige Fazies dieser Gruppe (Taf. VII, Fig. 23).

Die Mischfazies aus Eruptivgesteinen und Kalk in den Buchensteiner Schichten südlich vom Langkofel.

Das folgende Profil ist unmittelbar östlich von den Mäsareialpenhütten in einer Höhe von 2140 *m* gezogen, u. zw. in nord-südlicher Richtung den Abhang aufwärts. Die Hauptserien der Knollenkalke sind erst in kurzer Entfernung aufgeschlossen.

Im Hangenden: Wengener Serie von schwarzen Tuffen und Tuffbreccien, mit Gruppen von Tuffschiefern wechsellagernd, in welchen *Daonella Lommeli* mit anderen Fossilien zusammen vorkommt.

18. Melaphyr von dichtkörnigem Typus, oft mit Mandeln. Blockstruktur kommt im unteren Teil vor und grobe vertikale Risse weiter oben. Schwarze und grüne Augitkristalle sind reichlich vorhanden, ebenso gut entwickelte kleine Feldspate und Olivine in hyalopilitischer Grundmasse. Das Gestein verwittert dunkelgrün oder grau . . . . . 15 *m*

Obere Buchensteiner Serie.

17. Gut geschichtete Palagonittuffe, feine Breccien und lose Konglomerate, welche aus kleinen Porphyritblöcken bestehen, die in dunkelbraune oder schwarze Tuffe eingebettet sind . . . . . 25—30 *m*
16. Feine, gutgeschichtete Breccien aus Tuff- und Kalkteilchen, dicht vermischt und in einer blaßgrünen tuffigen Grundmasse. Der Kalk ist weiß und kristallin . . . . . 2·5—3 *m*
15. Wechsellagerung von Knollenkalk mit großen und kleinen Konkretionen von gelbem Hornstein und Plattenkalken; gelegentlich dünne Lagen von grünlichem oder braunem Tuff . . . . . 1·5 *m*
14. Grobes Konglomerat mit rauher Andeutung von Schichtung, fast vollständig aus Augitporphyritblöcken verschiedener Varietäten zusammengesetzt und in einer Matrix von feiner brauner Tuffbreccie oder Tuff eingeschlossen. Der untere Mäsureiweg geht in diesem Niveau den Abhang entlang . . . . . 3 *m*
13. Graugrüne Tuffmergel, gut geschichtet, als dünne, plattige Lagen nach unten zu in mächtigere Bänke von Kieselknollenkalk, unregelmäßig wechsellagernd mit Hornstein und Tuffetzen, übergehend . . . . . 1·5 *m*
12. Tuff- und Porphyritkonglomerat wie Nr. 14 . . . . . 2 *m*
11. Breccien, hauptsächlich aus Bruchstücken von geschichtetem Hornstein führenden Kalk in Tuffmatrix bestehend und mit Bänken von Hornstein führendem Knollenkalk, etwa 12—14 *cm* mächtig, wechsellagernd. Die Einschlüsse sind größer, zahlreicher und unregelmäßiger verteilt in den tieferen Horizonten, wo sie aussehen wie eng gepreßte Bruchstücke von früher zusammenhängenden Lagen . . . . 6 *m*
10. Dünn geschichtete Plattenkalke mit gelbem Hornstein und linsenförmigen Tuffetzen. Im Kalk Ammonitenreste . . . . . 1 *m*
9. Feiner, hellgrüner Aschentuff, sehr dicht und kompakt; er liegt auf stark zerbrochenem und brecciösem Kalk, welcher die oberste Lage von Nr. 8 bildet . . . . . 0·4 *m*

Gruppe der vulkanischen Breccien.

8. Grobe Breccie vom Typus der Agglomerate mit undeutlich angedeuteter Schichtung. Die Einschlüsse sind Kalk und Porphyrit von allen Größen bis zu Bruchstücken von zirka $^1/_3$ *m* Länge und meist eckig; die oberen Lagen zeigen kleinere und kantengerundete Bruchstücke. Die Bruchstücke in den untersten Lagen sind fast nur plattige Stücke von grünlich verwitterndem Kalk mit Hornstein. Die Grundmasse besteht aus grünlichem Tuff oder blaßgrauem Kalk- und Tuffmaterial . . . . . 3—4 *m*
7. Grüne Tuffe, die gelegentlich kleine Bruchstücke von Porphyrit und Kalk enthalten . . . . . 1·5 *m*
6. Grobe Breccie mit undeutlichen Schichtflächen: gerundete, bombenförmige Bruchstücke von Augitporphyrit und Kalkbruchstücke von verschiedener Größe liegen in einem Bindemittel aus feiner Tuffbreccie und hellgrünen oder olivgrünen Tuffen. Die Einschlüsse wechseln an Größe von etwa 12 bis 16 *cm* Länge. Der unterste Teil zeigt kaum eine Lagerung, die Bruchstücke liegen unter verschiedenen Winkeln durcheinander. Die mittleren und oberen Horizonte zeigen die Bruchstücke in etwas regelmäßigerer horizontaler Lage und lassen teilweise Schichtflächen in Abständen von $^1/_2$ bis 1 *m* erkennen . . . . . 6 *m*

Buchensteiner Hauptserie.

5. Sandiger Plattenkalk, arm an Fossilien, mit *Daonella badiotica* usw.; wechsellagernd mit lichtgrauem, dolomitischem Kalk, welcher kleine Hornsteinkonkretionen enthält und am Kontakt gegen den Horizont Nr. 4 verändert ist . . . . . 8 *m*
4. Lagergang von Augitporphyrit mit Blockstruktur und großen, wohlausgebildeten, schwarzen Augiten, auch mit grünen Augiten; er verwittert dunkelgrün. Der untere Teil dringt in dolomitischen Knollenkalk ein und bildet eine Intrusionsbreccie . . . . . 7 *m*
3. Knollenkalk mit Hornstein, nach oben zu in braunen Bänderkalk übergehend, welcher kleine Felsen bildet, in denen Gangausbreitungen des Porphyrits vorkommen . . . . . 4 *m*
2. Lagergang von Augitporphyrit mit massiger Struktur und Spaltrissen, welcher über Nr. 1 mit deutlicher Diskordanz übergreift. Durchschnittliche Mächtigkeit etwa . . . . . 6 *m*

Alpiner oberer Muschelkalk.

1. Gut geschichteter, bituminöser, schiefriger und gebänderter Kalk und blaugrauer, dolomitischer Kalk, unregelmäßig von den Lagergängen geschnitten; der dolomitische Kalk enthält Echinodermenreste und geht gegen unten zu in die obersten Horizonte der Mendoladolomitfelsen über.

An der Basis: Mendoladolomit oder Gesteine von Augitporphyritlagergängen.

Die wenigen Fossilien, die gefunden wurden, stammen aus den sedimentären Tuffgesteinen der Horizonte 15, 13 und 10 und sind fast ausschließlich *Posidonia Wengensis*, die kleine *Aricula globulus* und schlecht erhaltene Daonellen cf. *D. Pichleri*. In den sandigen Kalken Nr. 5 wurden *Daonella Taramellii* und *badiotica* und Ammonitenbruchstücke gefunden, Von *Daonella Lommeli* wurden keine Exemplare gefunden bis auf die Serie ober dem Augitporphyrit Nr. 19 und dann in einer Gruppe von Schiefern, gerade 10 *m* darüber nahe am Weg. Die Horizonte Nr. 6—17 korrespondieren mit der oberen Buchensteiner Serie in den vorhergehenden Profilen. Im allgemeinen zeigt sie ähnlichen Charakter wie die obere Buchensteiner Entwicklung im Ciamp de Pinõi. Auch die Mächtigkeit ist so ziemlich die gleiche, nämlich ungefähr 65 *m*.

Der auffallendste Zug in dieser oberen Serie ist der wiederholte Wechsel von gut geschichteten Kalken von „Buchensteiner" Charakter mit Konglomeratlagen von Tuff und Porphyrit mit oder ohne Kalkeinschlüsse. An der Basis der beiden Hauptlagen von grünem Tuff sieht der kalkige Untergrund der Tuffkonglomerate so aus, wie wenn er in situ aufgebrochen worden wäre, so daß eckige Bruchstücke unter verschiedenen Winkeln übereinandergeworfen und sofort wieder im Tuff eingebettet wurden in allen möglichen sonderbaren Lagen und ohne Versuch einer Sedimentation. Manchmal wurden sie vertikal zerbrochen und der Tuff unregelmäßig gegen die abgeschnittenen Enden der zusammengehörigen Schichten bis zu einer Mächtigkeit von $^1/_2$ *m* bis 2 oder $2^1/_2$ *m* angehäuft.

Das sich hieraus ergebende Vorhandensein einer Zerreißung der Oberfläche zur Zeit der Tuffentladungen bestätigt die ähnlichen Tatsachen, die schon früher in anderen Lokalitäten im O und W beobachtet wurden und zeigt, daß die Krustenstörungen weit verbreitet waren. Es muß dem Leser überlassen bleiben, die einzelnen Horizonte in diesem Profil mit anderen zu vergleichen. Die Hauptmächtigkeit der Buchensteiner gebänderten Knollen- und Plattenkalke wird durch die von Lagergängen durchzogene tiefere Serie Nr. 3, 4 und 5 repräsentiert. Der Augitporphyrit der Lagergänge gehört der sehr feldspatreichen Abart an (II. Zone), hat aber hier noch nicht als Erguß die Oberfläche erreicht und daher liegt die Palagonittuffgruppe (III. Zone) direkt auf den vulkanischen Breccien der I. Zone.

Die Reihenfolge der abwechselnden Horizonte der oberen Buchensteiner Serie und das Vorherrschen der grünen Tuffe als Bindemittel in den Tuffkonglomeraten und als besondere Lagen erinnerte die Autorin an die Schichtfolge am Col di Lana (Monte Siev), ungefähr 16 *km* weiter im O.

Zwischen den Masureiabhängen und dem Col di Lana zeigen die Vardaabhänge eine ähnliche Entwicklung der oberen Buchensteiner Serie und in dieser Ost-Westlinie sind noch andere Aufschlüsse vorhanden. Diese lassen wohl mit Recht den Schluß zu, daß in der oberen Buchensteiner Periode eine zusammenhängende Zone von Eruptivspalten sowohl südlich vom submarinen Schelf des Langkofel als auch nördlich davon bestand, daß in der Spaltenzone Senkungen vor sich gingen und Tuffe und Tuffkonglomerate von Zeit zu Zeit darin angehäuft wurden. Die verkeilen mit kristallinem Marmolatakalk am Südrand, d. h. im Gebiet des Rodellagipfels, der Fedajaabhänge usw.

Diese beiden oben beschriebenen Fazies, die kalkige und die Mischfazies, sind gleich südlich der Langkofel- und Plattkofelgruppe und nehmen tektonisch in derselben Schubmasse wie die Dolomitfazies Anteil.

Die Chiarvenna-Abhänge südlich vom Plattkofel und den Masareihütten.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 24.)

Die Aufeinanderfolge der Buchensteiner Schichten, die für die Fassaabhänge charakteristisch ist, findet man in den Schubschollen unter der Langkofelschubmasse und man kann sie an den Chiarvennaabhängen studieren. Sie zeichnet sich sofort durch die größere Mächtigkeit der Gruppe der Palagonittuffe aus. In den Masareiabhängen haben diese Tuffe mit den oberen Buchensteiner Kalken zusammen eine Mächtigkeit von ungefähr 46 *m*, während sie an den Chiarvennaabhängen viel enger vermischt sind und die Mächtigkeit über 100 *m* beträgt.

Es war leider nicht möglich, ein vollständig zusammenhängendes Profil zu erhalten, doch dürfte die Schichtfolge wie sie an den Abhängen zwischen dem Chiarvenna und dem Pegnabach zu beobachten ist, die folgende sein:

Im Hangenden: Schwarze Tuffe wechsellagernd mit dünnen Bänken von tuffigen, dunkelblauen, schiefrigen Kalken, die *Daonella Lommeli*, verkohlte Pflanzenreste und Zwischenlagen von Kalzit enthalten. Diese gehören dem Wengener Alter an.

15. Mandelsteinlava, die konkordant auf den Tuffen liegt. Der mittlere Teil ist stark verdeckt, aber an kleinen Aufschlüssen sieht man, daß es ein graugrünes, dichtkörniges Gestein ist mit den Adern von sekundär gebildeten Mineralien . . . . . 40 *m*

Obere Buchensteiner Serie.

14. Aschentuffe und feine Tuffbreccien mit verkohlten Stücken von Stengeln und Blättern; *Posidonia Wengensis* . . . . . 10—12 *m*
13. Grobe Tuffbreccien mit schlackiger Lava und eckigen Porphyritblöcken, auch mit kleinen Kalkeinschlüssen und wechsellagernd mit Gruppen von Palagonittuff . . . . . zirka 35 *m*
12. Dünne Bank von sehr mandelreicher und bröckliger Lava . . . . . 3 *m*
11. Feine, gut geschichtete massige Tuff- und Kalkbreccien, die aus kleinen, dunklen und hellen Teilchen bestehen, welche in grünlichgrauen Tuff eingebettet sind . . . . . zirka 25 *m*
10. Dunkle Palagonittuffe, mit Tuffkonglomeraten wechsellagernd, in welchen die Einschlüsse fast nur aus Augitporphyrit bestehen, manchmal eckig, manchmal bombenartig. Lagen von feineren Breccien aus den gleichen Komponenten kommen häufig vor und gehen dann in kleine Vorkommen von Plattenkalk über . . . . . zirka 40 *m*

9. Grobe Eruptivbreccien ohne Schichtung. Das Bindemittel ist dunkelbrauner Tuff und die Einschlüsse bestehen aus Porphyrit und Kalk. Die Porphyritblöcke sind eckig und von wechselndem Charakter, sie herrschen im tieferen Teil vor. Die Kalkblöcke sind ganz eckig und oft zerbrochene Stücke von geschichtetem Knollenkalk. Sie sind im unteren Teil am häufigsten . . . . . 3 *m*
8. Massige von Spalten durchzogene Felsen von Augitporphyrit, teilweise mit Mandeln; zeigen gelegentlich Rosettenstruktur. Große, schwarze Augitkristalle sind gut entwickelt, beide Kontaktebenen zeigen Lagergangdiskordanzen, so daß primär der Horizont Nr. 9 auf Nr. 7 gelegen sein muß . . . . . 10—12 *m*
7. Grobknollige Kalke mit Zwischenlagen von großen Hornsteineinschlüssen und grünen aphanitischen Tuffen, die nach unten zu in Plattenkalke übergehen, oft mit bituminösem Geruch und gelegentlich Pflanzenreste und Ammoniten (cf. *Protr. longobardicum, Mojs.*) enthaltend . . . . . 10 *m*
6. Feine, dunkle Palagonittuffe, lose geschichtet . . . . . 1·5 *m*
5. Grobe Tuffbreccien von graulichgrüner Farbe mit ziemlich großen eckigen Blöcken von Porphyrit und Bruchstücken von Knollenkalkschichten, sowohl als eckige als auch als halbeckige Einschlüsse von geringerer Größe. Sie sind nicht gut aufgeschlossen . . . . 5 *m*
4. Augitporphyrit mit Blockstruktur. Kommt als Lagergänge vor und in Zusammenhang mit gelegentlichen kleinen Gängen, die man durch die Buchensteiner Kalke, den Muschelkalk und die Werfener Schichten nahe beim Durontal aufsteigen sehen kann. Die Mächtigkeit wechselt, hier ungefähr . . . . . 15 *cm*

Buchensteiner Hauptserie.

3. Knollige und plattige Kalke mit sandigem Charakter, mit kleinen Konkretionen von gelbem Hornstein und gelegentlich dünnen Lagen von grünem Tuff. *Daonella Taramellii* und *Posidonia Wengensis* wurden gefunden; eine Lage in der Nähe des oberen Endes enthielt Exemplare von *Proarcestes* . . . . . 10 *m*
2. Dickgebankte Knollenkalke mit sehr unregelmäßiger Oberfläche, reich an Konkretionen von gelbem Hornstein . . . . . zirka 7 *m*

Alpiner oberer Muschelkalk.

1. Dunkle Bänderschiefer mit kleinen Brachiopoden, mächtig gebankter, blaugrauer Echinodermenkalk und bituminöse dolomitische Kalke . . . . . 9 *m*

Im Liegenden: Mendoladolomit.

Ein Dünnschliff des Augitporphyrits Nr. 8 im obigen Profil zeigt unter dem Mikroskop eine feinkörnige, hyalopilitische Grundmasse, in welcher die meisten Einsprenglinge aus großen Plagioklasen in frischen Zwillingsleisten mit Einschlüssen von Grundmasse, in Zonen geteilt und teilweise zu Kalzit verwandelt, bestehen: Augit in großen, frischgrünen Kristallen, spärlich verteilt; Pseudomorphosen von Chlorit nach Olivin als kleine Rauten. Die Grundmasse enthält hauptsächlich kleine Feldspate und Magnetite, so daß dieses Gestein den feldspathaltigen Porphyrittypus repräsentiert.

Am linken Ufer des Chiarvennabaches liegt der untere Augitporphyrit als Lagergang auf Buchensteiner Schichten; dann steigt er durch sie unter einem ziemlich steilen Winkel gegen W abwärts und liegt auf geringe Entfernung hin auf den geschichteten Echinodermenkalken und auf Mendoladolomit. Dann steigt er gegen W wieder in die Buchensteiner Schichten auf. Es ist bemerkenswert, daß gerade in dem Teil, wo der Lagergang auf den dunklen Bänderschiefern von Nr. 1 aufliegt, ein ziemlich mächtiger Streifen des überlagernden Buchensteiner Knollenkalkes inmitten des Lagerganges nahe seiner oberen Fläche eingeschlossen ist.

Dort, wo die untere Fläche des Lagerganges in Kontakt mit Mendoladolomit kommt, befindet sich eine dünne Lage, die wie Tuff aussieht; sie geht jedoch in wechselnder Höhe über der Kontaktfläche nach und nach in den Porphyrit über und gehört sicher zum Lagergang.

Etwas weiter westlich erreicht auf der linken Seite des Rio de Pegna die Mendoladolomitwand ihr westliches Ende. Darauf folgen dann dort die geschichteten Lagen von dolomitischem und mergeligem Kalk mit Echinodermenresten, die zur Grenzzone gehören, und über diesen dann die Buchensteiner Kalke.

Horn[1] hat die Ammoniten beschrieben, die er im Pegnabach gefunden hat, und erkennt in den Ammoniten aus den obersten Horizonten des Platten- und Knollenkalkes sowohl hier als an anderen Stellen eine Fauna, die aus Buchensteiner und Wengener Typen gemischt ist und einige Spezies enthält, die in Zusammenhang mit der Zone des *Protrachyceras Reitzi* vorkommen und andere, die im Zusammenhang mit der Zone des *Protrachyceras Archelaus* vorkommen. Die Autorin hat im palaeontologischen Teil die hier gefundenen Species beschrieben, darunter finden sich *Protrachyceras longobardicum, Mojs.* und *Dinarites avisianus* (vgl. Heft 2).

Ein Punkt, den Horn nicht berührt hat, ist das Vorkommen eines blaßgrauen oder weißlichen kristallinen Kalkes vom Aussehen des Marmolatakalkes innerhalb dieser gleichen oberen Horizonte in den Chiarvenna- und Pegnaabhängen.

Das folgende Profil wurde durch die Abhänge im W des Rio de Pegna gelegt, vom Fassajochplateau in 2300 *m* Höhe in S- 10° O-Richtung zur Frainaalpe und abwärts zur Duronalpe zwischen der Sofosalpe (1807 *m*) und dem Sofos Colin (südlich von „Fraina"). Das Profil trifft die höhere und untere Scholle im Gehänge.

Profil bei der Sofosalpe im Durontal.

Im Hangenden: Melaphyr mit Mandeln oder dichtkörniges massiges, graugrünes Gestein mit Adern von rotem Heulandit und stellenweise reich an Zeolithen. Es ist größtenteils bewachsen und nur an kleinen Blößen aufgeschlossen.

Obere Buchensteiner Gruppe.

15. Gut geschichtete Tuffe, grünlich und braun, mit zahlreichen kleinen, verkohlten Bruchstücken von Blättern und Stengeln oder stellenweise Abdrücken davon, mit dünnen Bänken oder kleinen Steilstufen von Kieselkalken wechsellagernd . . . . . 10 *m*
14. Dunkle, geschichtete Tuffbreccien und Konglomerate, in welchen die Einschlüsse meist kleine Schlackenteile oder gerundete Porphyritgerölle sind. Gelegentlich Stellen von schwarzem Palagonittuff . . . . . 50 *m*

[1] Horn: Über den ladinischen Knollenkalk. Breslau 1914.

13. Dunkelgraue, gutgeschichtete Tuffe, die in regelmäßigen sphäroidischen Formen verwittern, mit fein vermischten Breccien wechsellagernd, die aus Tuff- und Kalkbruchstücken bestehen und glatt und eben verwittern . . . . . 30 *m*
12. Grobe Blocktuffe, in welchen viele von den Blöcken gerundete, bombenähnliche Formen haben und die Tuffe schwarz sind 15 bis 20 *m*
11. Unregelmäßig zerspaltener Augitporphyrit, der kleine Wände bildet, reich an großen, grünen und schwarzen Augitkristallen . 8 bis 10 *m*
10. Dünngeschichteter Plattenkalk, blaßorange oder grau verwitternd, manchmal knollig . . . . . 1 *m*
9. Grobes Agglomerat von Tuff, Porphyrit und Kalk, ohne Schichtung. Die Einschlüsse bestehen im oberen Teil hauptsächlich aus Buchensteiner Kalk in eckigen Bruchstücken. Im mittleren Teil ist das Gestein ein Augitporphyrit, vollständig aus gleichartigen Porphyritblöcken bestehend, und im untersten Teil sind Stücke von geschichteten Buchensteiner Schichten einbezogen, wahrscheinlich ein Lagergang innerhalb des Agglomerates . . . . . 3 *m*
8. Feine Aschentuffe, gut geschichtet; die Schichten sind 2—24 *cm* mächtig . . . . . 1·5 *m*
7. Dunkle Tuffe und fein vermischte Tuffbreccien, im unteren Teil mit Knollenkalken in transgressiver Art verbunden . . . . . 5 *m*
6. Dickgebankte, plattige und blättrige Knollenkalke, die in kleine Falten gelegt oder von Spaltflächen durchzogen sind, welche NS gerichtet sind und unter verschiedenen Winkeln zwischen N 30° W bis N 30° O verlaufen . . . . . 4 *m*
Eine Schubfläche geht hier zwischen den beiden Abschnitten durch.

Unterschiebungsmasse.

5. Dunkelgraue Tuffbreccien, aus fein zerriebenen Tuff- und Kalkteilchen bestehend, dicht von Cleavageflächen durchzogen, die zirka 80° O fallen. Die Schichtenflächen sind für etwa 1 bis 1·5 *m* unter der Schubfläche durch die Cleavageflächen undeutlich gemacht . . . 6 *m*
4. Knollenkalk mit gelbem Hornstein in wechselnder Mächtigkeit und in den tieferen Schichten mit Tuff und Konglomerat vermischt 5 *m*
3. Grobe Konglomerate aus Tuff, Porphyrit und Kalk, in welchem die Einschlüsse hauptsächlich aus eckigen Porphyritbruchstücken bestehen. Die Kalkbruchstücke sind mehr oder weniger gerundet. Tuffzwischenlagen ziehen sich unregelmäßig durch die Konglomerate hindurch . . . . . 4 *m*
2. Feine Tuffbreccien und Aschentuffe in einer gleichmäßig entwickelten Schichtenfolge, im oberen Teil mit einer Tendenz zu sphäroidaler oder tabularer Verwitterung; nach unten zu gehen sie in eine Wechsellagerung von feinerem und gröberem Tuff und Porphyritbreccien über . . . . . 40 *m*
1. Grobe Tuffbreccien, die bombenähnliche Massen von Porphyrit enthalten, vermischt mit feinem, schwarzem Palagonittuff, der der Bezeichnung „Blocktuff" in der Literatur entspricht. Kleine Gänge und Lagergänge dringen in diese Stufe ein, und etwas weiter unten, etwa in der 1800 *m* Isohypse, im Talniveau befindet sich das Hauptlager von Feldspatporphyrit.
Im Liegenden: Augitporphyrit (feldspathaltig).

Der Augitporphyrit hat eine Mächtigkeit von ungefähr 35 bis 40 *m* und bildet eine steile Wand. Seine feinere Struktur ist derjenigen, die von den Chiarvenna-Abhängen oben beschrieben wurde, sehr ähnlich (S. 73).

Durch die Verdopplung der Schichten, die durch die Überschiebung erzeugt wurde, sind die Horizonte über dem Augitporphyrit, Nr. 1 bis 5, in der Unterschiebungsmasse die gleichen wie die Horizonte 12 bis 15 in der Überschiebungsmasse. Die fein vermischten, massigen Tuffbreccien mit Bruchstücken von Kalk und verschiedenen Porphyrittypen, Nr. 2 und 13 in obiger Beschreibung, sind sehr charakteristische Horizonte, welche als Leithorizonte beim Aufnehmen dienen. Auch die groben Blocktuffe darunter bilden einen deutlichen Zug und sind am „Sofos Colin", einem kleinen, festungsartigen Felsen von ungefähr 25 *m* Höhe, in der Niederung der Alpe gut aufgeschlossen.

Man sieht, daß die Entwicklung der oberen Buchensteiner Serie hier mit der an den Chiarvennaabhängen übereinstimmt.

Die Schubfläche von Fraina.

In der Frainaalpe, ober dem Sofos Colin, befinden sich einige gute Aufschlüsse der Schubfläche. Der obere Buchensteiner Kalk und die Tuffe über der Schubfläche sind zusammen mit den dünn geschichteten Kalksteinen darüber in grobe Falten gelegt, die von Cleavageflächen zerrissen sind wie die anderen, aber ein System von kleinen Sprüngen zeigen; es sind in der Tat Verwerfungen, die auf die gequetschte Stufe ober der Bewegungsfläche beschränkt sind (S. 227, Fig. 36).

Das Gestein unter der Schubfläche ist eine Gruppe von Tuff- und Kalkbreccien, die auch stark von Klufflächen durchzogen sind, welche N 30° O streichen, gegen O unter einem Winkel von 45° oder weniger geneigt sind. Die Klüftung geht nicht in Zusammenhang durch die ganze Gruppe, sondern ist im einzelnen in einer Anzahl von linsenförmigen Schichtenmassen entwickelt, welche ineinander verkeilen. Jede solche Masse scheint einen Abschnitt einer bestimmten Lage in den einzelnen früheren Schichten darzustellen.

Die Regelmäßigkeit dieser Deformationsstruktur ist so groß, daß man sagen könnte, jede einzelne Lage hat sich differentiell auf den nächsten Lagen verschoben und ist in eine Reihe von linsenförmigen Abschnitten, Ende an Ende zerbrochen. Diesen Prozeß kann man bis in eine Tiefe von ungefähr 3 *m* unter der Schubfläche verfolgen.

Stücke des überlagernden Kalks findet man zwischen den obersten Linsen liegend als kleine, gefaltete Bruchstücke.

Innerhalb der Reihe von Linsen in den Tuffen nimmt eine Reibungsbreccie die Zwischenräume ein und bildet manchmal eine Lage; man kann sie leicht an ihrem raschen Wechsel in der Mächtigkeit und daran erkennen, daß die Gerölle und Bruchstücke stark verbogen und deformiert sind.

In einer Niederung etwas westlich von diesen Aufschlüssen auf den Frainaabhängen sind die Schichten in der Überschiebungsmasse aufgewölbt und dann scharf gegen W zu heruntergebogen, so daß die darauffolgenden Lagen bis hinauf zum Augitporphyrit und noch ein Teil von diesem nacheinander in die Schubfläche zu liegen kommen. Ein transversaler Bruch schneidet sie an der Westseite ab, und der Buchensteiner Kalk ist wieder leicht aufgebogen und erscheint hie und da in der Fortsetzung als eine dünne, gebogene Schicht unter den Tuffen und in nächster Nähe der Schubfläche. Dann verschwindet er gänzlich, und die Tuffe und die gemischten Konglomerate erscheinen zusammenhängend auf der Schubfläche, verbogen, verändert und zerquetscht.

Dann nehmen die Anzeichen der Quetschung ab. Die aufeinanderfolgenden Horizonte Nr. 9 bis 13 des vorhergehenden Profils kommen einer nach dem anderen in Kontakt mit der Schubfläche, wo sie eine leichtgewellte und segmentierte Gruppe bilden, die aber leider nur selten gut aufgeschlossen ist. Wenn wir uns dem Einschnitt des Rio de Faure-Baches nähern, so liegen die feineren Tuffbreccien Nr. 15 in der Schubfläche und sind zufällig in Kontakt mit der ähnlichen Brecciengruppe Nr. 3, die der Unterschiebungsmasse angehört.

Während die Gruppe in der Unterschiebungsmasse, also der tieferen, sanft nach OSO fällt, zeigt die höhere Gruppe, wenn sie auch in kleine Falten gelegt ist, ein sanftes Fallen gegen WSW. Die Schubfläche steigt nur sehr allmählich gegen W in die Höhe.

Diese Ebene kann man als eine flache Schubebene bezeichnen, welche zwei Abschnitte voneinander trennt, die aus der gleichen Serie von Eruptivgesteinen bestehen; der Abschnitt im N ist im Verhältnis zu dem im S gehoben worden und später dann in einer flachen Bewegungsfläche darübergeschoben worden.

Das Streichen der Fläche in den Gesteinen ist an dieser Stelle N 75° W, und ihre Neigung beträgt 25—30° gegen N 15° O. Die wichtige stratigraphische Tatsache ist, daß die Gesteinsfazies oberhalb und unterhalb der Schubfläche die gleiche ist und daß die Störungen hier anscheinend keine Beziehungen haben zu den Bewegungen und zur Eruptivtätigkeit der oberen Buchensteiner Periode. Tatsächlich sind sie in einer späteren Periode aufgeprägt worden.

Auf der Schneid.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 11.)

Gegen W, in der Richtung zum Mahlknechtjoch, dem Paß zwischen dem Durontal und der Seiser Alpe, setzen sich die Schichten, die zur Überschiebungsmasse gehören, „Auf der Schneid" und in der Palaccia fort, und man kann auf diesem Rücken ein gutes Profil erhalten.

Die eben verwitternden, feinen Tuffbreccien Nr. 1 und 2 bilden den Gipfel des ersten Hügels (Punkt 2238 *m*) am Südwestende des „Auf der Schneid"-Rückens und stehen auch im Graben am Nordostende des Hügels an. Sie streichen N 65° W und fallen 10—12° NNO.

Die verwitterte Oberfläche und der lockere Erdboden sind voll von kleinen, gut ausgebildeten, schwarzen Augitkristallen, die aus den Tuffen auswittern, und die Horizonte sind den Palagonittuffen, die auf der Buffaurealpe, im südlichsten Teil des Buffauremassivs, östlich vom Fassatal, so gut aufgeschlossen vorkommen, so ähnlich als möglich.

Die weitere Untersuchung des Rückens „Auf der Schneid" gegen den Palacciagipfel zu bietet einen klaren Einblick in die Folge der nächst jüngeren Serie von Schlackentuff, Porphyritkonglomeraten, Tuffen und Laven. Die Mächtigkeit kann man nur annähernd schätzen, da die Gesteine nicht im Zusammenhang aufgeschlossen sind. Die Beschreibung folgt der Richtung, in welcher der Rücken verläuft, von ONO im Palacciateil gegen WSW im tieferen Teil (Nr. 1 usw.).

Rücken „Auf der Schneid".

Im Hangenden: Mandelsteinlava (IV. Zone).

Feste kompakte, graugrün verwitternde Augite an der Basis des höchsten (Palaccia-)Anteiles des Rückens; in der Nähe der oberen Fläche ist das Gestein amygdaloid und von Adern durchzogen.

Gruppe der Palagonittuffe (Ober-Buchenstein) III. Zone.

11. Gutgeschichteter Tuff und Porphyritkonglomerate, in welchen die Einschlüsse meist klein und gerundet sind, 8 bis 10 *cm* lang, manche bis zu 24 *cm*; gelegentlich auch große Bomben bis zu 0·75 *m* Durchmesser . . . . . 13 bis 15 m.
10. Feine, schwarze Palagonittuffe . . . . . 2 *m*
9. Grober, schwarzer Tuff und Porphyritkonglomerate mit meist gerundeten „Geröllen", manchmal auch eckige und größere Bruchstücke . . . . . 10 bis 12 *m*
8. Augitporphyrit, rötlichbraun verwitternd; ein Lagergang mit reichlich Feldspat und großen Augiten; Zeolithe in Hohlräumen und Adern . . . . . 8 *m*
7. Schwarze Aschentuffe . . . . . 8 *m*
6. Augitporphyrit, rötlichbraun verwitternd; eine Lagerganginvasion, sehr reich an Feldspat . . . . . 7 *m*
5. Schwarze Palagonittuffe und Tuffkonglomerate, stark Eisen führend und zersetzt, dunkelbraun und dunkelgrün verwitternd, von dünnen Vertikalgängen in ONO-WSW-Richtung durchzogen . . . . . 20 *m*
4. Augitporphyrit mit Blockstruktur; er zeigt große und kleine Augite und zahlreiche Plagioklaskristalle; eine Lagerganginvasion 15 bis 18 *m*
3. Feine Palagonittuffe und Konglomerate aus Tuff und Porphyrit, die gute Schichtung zeigen . . . . . 8 bis 10 *m*
2. Feine Tuffbreccien mit regelmäßiger Schichtung und Klüftung und glatter Verwitterungsoberfläche . . . . . 8 *m*
1. Feine Tuffbreccien, mit Tuff und Lava wechsellagernd; diese Stufe wird von einer OW-Verwerfung geschnitten; am WSW-Ende des Rückens aufgeschlossene Mächtigkeit . . . . . zirka 35 *m*

Die Lava, die auf Nr. 11 im Rücken „Auf der Schneid" folgt, tritt zum erstenmal auf in einer Höhe von zirka 2220 bis 2230 *m* im O der tiefen Einsenkung auf dem Rücken zwischen „Auf der Schneid" und der Palaccia. Darauf folgen konkordant bei ungefähr 2270 *m* schwarze Tuffe und Tuff- und Porphyritkonglomerate.

In der Nähe des Fassajochs werden diese von einem sich verzweigenden Augitporphyritgang durchbrochen und dann durch die vertikale Verwerfungsfläche abgeschnitten, welche in NW-SO-Richtung über das Fassajoch zieht. An der Nordseite der Verwerfungsfläche streichen verschiedene Horizonte von Cassianer Mergeln und Cipitkalken und fossilführenden Wengener Schichten gegen die älteren Tuffkonglomerate und Tuffe des Palacciaabschnittes. Die Schichten an der Nordseite streichen N 35° O und fallen im allgemeinen gegen WNW, sind aber in der Nähe der Verwerfungsfläche leicht gefaltet; diese an der Palaccia fallen flach NNW.

Die Eruptivgesteine südlich von der Verwerfung sind in dem beckenartigen Gebiet, welches den Sammelraum für die oberen Quellen des Saltriebaches bildet, tief erodiert. Die tieferen Horizonte des Feldspatporphyrits und gewisse Teile der Buchensteiner und der oberen Buchensteiner Kalke sind hier aufgeschlossen und bilden das Liegende der vorhergehenden Schichtenfolge. Sie nehmen einen engen Graben ein, der sich gegen Feger und die Schwefelquelle herabzieht.

Das Gebiet von Seiser Alpenhaus und Mahlknecht.

Nördlich vom Gebiet des Seiser Alpenhauses, in der Nähe der Schwefelquelle, stehen graue und knollige Kalke mit dunklen Hornsteineinschlüssen südlich von einer O-W-Verwerfung an. Darauf folgen blasse, veränderte Tuffe und Plattenkalk. Die Mächtigkeit beträgt nur ein paar Meter, und das Streichen ist im allgemeinen N 60° W, bei 30° SSW-Fallen. Diese Gruppe ist als obere Buchensteiner Schichten kartiert; das Vorkommen in 1800 *m* Seehöhe in diesem Gebiet ist sehr interessant. Dann folgt Augitporphyrit vom feldspatreichen Typus mit Blockstruktur, welcher das Bachbett und die Abhänge am rechten Ufer bis zu „Beim Rauch" bildet.

Das folgende Profil ist quer zum Streichen im Abschnitt von Malfeteier, südlich von der Schwefelquelle gezogen; die aufeinanderfolgenden Zonen sind in den Eruptivgesteinen angedeutet (vgl. S. 37).

Im Hangenden: Bräunlichgelb verwitternde, eisenhaltige Tuffe und Mergel mit *Daonella Lommeli* und anderen Wengener Fossilien.

5. Schwarze Tuffe, hie und da mit Pflanzenstengeln und kleinen, verkohlten Blattstücken . . . . . zirka 20 *m*
4. Mandelsteinlava, stark zersetzt, mit Adern und Hohlräumen, die von sekundären Mineralen ausgefüllt sind. Sie erscheint als zwei aufeinanderfolgende Lagen, die durch eine dünne Tuffzone getrennt sind (= IV. Zone) . . . . . zirka 15 *m*

Obere Buchensteiner Serie.

3. Grobe Breccien und Trümmerlagen von Tuff und Porphyrit, in welchen eine grobe Schichtung angedeutet ist, hauptsächlich durch die Wechsellagerung mit feinen Palagonittufflagen. Die Einschlüsse bestehen meistens aus Porphyrit, die Kalkstücke sind seltener (III. Zone) . . . . . zirka 40 *m*
2. Feinkörnige Tuff- und Kalkbreccien mit kugeliger Verwitterung (III. Zone) . . . . . zirka 35 *m*
1. Augitporphyrit mit Blockstruktur und manchmal gut ausgebildeten fünfeckigen Pfeilern; breitet sich fast von der Schwefelquelle bis zu „Beim Rauch" aus, wo er durch die O-W-Verwerfung abgeschnitten wird (= II. Zone) . . . . . zirka 20 *m*

An der Basis: Obere Buchensteiner Knollen- und Plattenkalke und Tuffe. Im Abschnitt von Mahlknecht, welcher südlich von einer O-W-Verwerfung abgesunken ist, sind die untersten Tuffhorizonte im Bachbett in zirka 1860 *m* Höhe aufgeschlossen und bilden die Abhänge an beiden Seiten. Die amygdaloidalen Melaphyrlaven von Nr. 4 in obigem Profil erreichen in ihrer Fortsetzung am Nordende dieses Gebietes beinahe den flachen Gipfel des Mahlknechtrückens in 2060 *m* Höhe.

Nahe dem Pitscheider, also am Südende des Rückens, folgen auf den Porphyrit ziemlich mächtige, jüngere Wengener Gesteine. Statt daß sie ziemlich gut geschichtete Pflanzentuffe wie im Malfeteier Abschnitt wären, sind es hier grobe Tuffkonglomerate, in welchen hauptsächlich Porphyritblöcke vorkommen, nur seltener Kalkblöcke, und sie wechsellagern mit Gruppen von dunklem Tuff und sind von dünnen Lavaästen durchzogen. Sie erreichen eine beträchtliche Mächtigkeit, zirka 25 *m* auf dem Rücken.

Die O-W-Verwerfung zwischen Pitscheider und Galgemühl ist südlich vom Bacheinschnitt aufgeschlossen, welcher sich hier bei der Galgemühl von einem NNO-SSW-Verlauf, parallel zum Mahlknechtrücken, in eine OW-Richtung dreht. Die nördliche oder Mahlknechtseite ist gesenkt, so daß in diesem Abschnitt die höheren Tuffe und Laven anstehen und im S der Verwerfung die feinkörnigen Tuff- und Kalkbreccien Nr. 2 im vorhergehenden Profil auftreten.

Diese wurden von der Erosion als merkwürdige, isolierte Felsen stehen gelassen, die gut geschichtet und von vertikalen Spaltrissen zu tafelig oder sphäroidisch verwitterten Massen zerschnitten sind (Taf. X, Fig. 37).

In der Verwerfungs-Niederung der „Galgemühl", nordwestlich vom Seiser Alpenhaus, dort, wo der Bach sich gegen N wendet, steigen einige kleine Gänge steil durch die Tuffe im Abschnitt südlich von der Verwerfung auf und entsenden Lagergang-Apophysen in dieselben. Am Westende der Verwerfungs-Niederung, dort, wo der Weg von Mahlknecht zum Seiser Alpenhaus über den Bach führt, ist wieder eine andere Gruppe von Gängen vorhanden, und einige davon entsenden Lagergänge innerhalb der Tuffe. Diese Vorkommen deuten auf das Durchziehen einer alten Eruptivspalte in diesem Gebiet hin, und durch die mächtige lokale Anhäufung von Tuffen und Tuffbreccien wird diese Annahme sehr bestätigt.

Wir sehen daher in dieser Gegend in den Aufschlüssen in den älteren Horizonten die wahrscheinliche Fortsetzung der alten Eruptivspalte nördlich vom Schlern, welche sich in der Mitteltrias vom Gebiet des Frötschbaches im W bis zum Mahlknechtgebiet in WNW-OSO-Richtung erstreckte. In der oberen Buchensteiner Zeit warf die Spalte Tuffe aus, welche sich über ein in Senkung begriffenes Gebiet im N — jetzt das Gebiet der Seiser Alpe — verbreiteten, sich aber nur sehr wenig weit gegen die gehobene Gesteinszone im Süden ausdehnten, wo die Kalkdolomitfazies des Schlern begonnen hatte sich zu bilden.

Ein Handstück aus den Gängen vom Galgemühlwinkel zeigt unter dem Mikroskop keine sichtbaren Einsprenglinge, eine dunkle Grundmasse mit grünlichen Flecken, Oligoklasleisten, Magnetit, Chlorit und Augit.

Ein Handstück vom Melaphyr oberhalb der Palagonittuffe zeigt eine Grundmasse von opakem, schwarzem Glas mit sehr wenig Mikroliten; Einsprenglinge von Augit in großen Kristallen und reichlich, weniger Plagioklas in großen, zerstreuten Leisten, einige ziemlich frisch, andere zersetzt, Olivin augenscheinlich nicht. Mandeln wechseln außerordentlich in ihrem Vorhandensein oder Nichtvorhandensein in diesem Gestein.

Ein Handstück aus dem unteren Lavastrom, welcher auf die oberen Buchensteiner Knollenkalke folgt, zeigt eine holokristalline Grundmasse mit kleinen Plagioklasleisten, Augitkörnern und Magnetit. Die Einsprenglinge sind Plagioklas,

groß, stark verändert und zerstreut. In einer Anzahl von Handstücken waren keine Augite zu sehen. Während er dadurch den Handstücken von Feldspatporphyrit bei Chiarvenna und im Durontal ähnlich ist, hat er jedoch eine größere Grundmasse, und der Augitanteil ist nur sehr klein. Dieses Gestein ist es, in welchem die Zeolithe der Gegend von Mahlknecht hauptsächlich vorkommen, auch Quarz, Analzim, Rutil, Amethyst usw.

Die Eruptivserie ist wieder im Nebenbach, westlich vom Mahlknechtjoch, gut aufgeschlossen. Der Weg von Mahlknecht zum Seiser Alpenhaus folgt dem linken Bachufer für eine kleine Strecke, geht dann auf das rechte Ufer hinüber und steigt gegen S auf dem Rücken an. Vor der Überschreitung des Baches ist nachstehende Schichtenfolge im Galgemühlabschnitt auf dem linken Ufer aufgenommen worden.

Im Hangenden: Mandelsteinmelaphyr; er entsendet einen kleinen Gang und Lagergangverzweigungen in die Tuffe und den Kalk.

5. Tuffschiefer und -mergel, gegen linsenförmige Vorkommen von dickbankigem, grauem und grauweißem Kalk aufgerichtet und darunter einfallend, der von Adern und Gängen durchzogen ist. Der Ammonit *Anolcites Richthofeni*, Mojs. wurde von der Autorin in den Schiefern gefunden; der Kalk enthält gelegentlich *Cidaris*-Stacheln. Der Ammonit ist eine Wengener oder eine Übergangsform zwischen der oberen Buchensteiner und der Wengener Zeit, auch aus Marmolatakalk bekannt. Mächtigkeit . . . . . zirka 4—5 *m*
4. Mandelsteinmelaphyr . . . . . zirka 6—7 *m*
3. Feine, braune Tuffe . . . . . 2·5 *m*
2. Schwarze Palagonittuffe und Tuffkonglomerate, meist mit Porphyrbestandteilen . . . . . 10 *m*
1. Fein aus Kalk und Tuffbruchstücken gemischte Breccien mit sphäroidischer oder tabularer Klüftung. Diese sind die tiefsten Schichten im Galgemühlgraben. Mächtigkeit aufgeschlossen . . . . . zirka 25 *m*.

Wenn man das vorhergehende Profil mit der Gesteinsfolge im Abschnitt von Malfeteier vergleicht, so sieht man, daß die Horizonte Nr. 2 und 3 über den feinen Tuffbreccien viel weniger mächtig sind als die korrespondierende Gruppe Nr. 3 in jener Scholle und daß sie aus feinen Palagonit- und Aschentuffen bestehen, während die gleichaltrigen Gesteine bei Malfeteier eruptive Trümmertuffe sind. Dieser Faziesunterschied dürfte andeuten, daß die Spaltenöffnung auf das Gebiet zwischen Malfeteier und Seiser Alpenhaus beschränkt war, und daß die Gegend von der Galgemühl und des Seiser Alpenhauses im S zur Zeit des Ausbruches der eruptiven Agglomerate eher höher lag als das Mahlknechtgebiet, so daß sich dort nur feine Tuffe ansammeln konnten.

Das ergibt auch wieder einen ziemlich sicheren Beweis dafür, daß im N einer Verwerfung in der oberen Buchensteiner Zeit eine Senkung eintrat in Verbindung mit den eruptiven Ausbrüchen. Es bestätigt die gleiche Tatsache, die man am Frötschbach, im westlichen Teil des Schlernmassivs, sehen kann, und die Aufschlüsse am Frötschbach liegen in einer WNW—OSO gerichteten Linie mit dem Mahlknechtabschnitt (vgl. S 62).

Das Vorkommen von zwei linsenförmigen Kalkmassen im Horizont Nr. 5 im Galgemühlabschnitt ist sehr interessant. Einer der Blöcke hat einen Durchmesser von 1·75 *m* und würde der Bezeichnung „Porphyrkalkagglomerat" in der Literatur entsprechen, es ist aber hier eine Bildung sekundären Ursprungs, verursacht durch eine Lavaeinschiebung. Der Block zeigt grobe Schichtung, ist ungefähr 0·35 *m* lang und besteht aus blaßgrauem oder beinahe weißem Kalk, der mit Salzsäure sehr deutliche Reaktion gibt. Er ist besonders an der Basis und an dem einen Ende von brecciöser Lava in dünnen Strängen durchzogen, und am Kontakt haben sich Veränderungen im Kalk vollzogen. Am anderen Ende des Kalks und auch mit der Lava vermischt befindet sich ein feiner Tuff, der gut geschichtet ist und schiefrigen Charakter zeigt. Es sieht so aus, als ob der Kalk und der Tuff gleichaltrig wären und Lava später eingedrungen wäre.

Das andere Stück ist ein geschichteter Kalk, ungefähr 8 *m* lang und 5 *m* mächtig. Auch hier befindet sich an der Basis ein Lagergang und in diesem Falle im unteren Teil des Kalks ein fast vertikaler, ein paar Fuß hoher Kontakt zwischen Tuffen und Kalk; höher oben tritt der Kalk über die Tuffe hinaus. Die Tuffe wechsellagerten hier mit festen Schieferhorizonten, in welchen die Exemplare von *Anolcites Richthofeni*, Mojs. und einige verkohlte Pflanzenreste gefunden wurden. Das Vorkommen von *A. Richthofeni* macht es praktisch gewiß, daß die schlackigen Tuffkonglomerate und Laven in den nächst höheren Niveaus dem Wengener Alter angehören. Diese sind grob geschichtet, streichen N 25—30° O und fallen 60° NW.

Es gibt kein massiges Lavavorkommen in irgendeinem Niveau des Galgemühlgebietes; es sind nur dünne Ergüsse vorhanden, die mit Tuffen wechsellagern oder zwischen sie eingeschoben sind. Die eruptiven Konglomerate der Wengener Zeit haben einen intensiven blauschwarzen Farbenton und sind wenigstens 80 *m* mächtig. Die damit wechsellagernden Laven sind sehr dunkel und eisenhaltig und führen große Augite, seltener auch sehr kleine Feldspate, auch Olivin.

Die Mächtigkeit der Wengener Eruptivtuffe nimmt sehr schnell von N gegen S zu und erreicht ihr Maximum im Abschnitt von Galgemühl und dem Seiser Alpenhaus. Mit anderen Worten, die Hauptmächtigkeit der Wengener Tuffe liegt in dem Abschnitt südlich von demjenigen, in welchem die oberen Buchensteiner Tuffe am mächtigsten sind. Das kann man als Anzeichen dafür auffassen, daß die Senkungs- und Eruptivzone hier in der oberen Buchensteiner Zeit ihren Anfang nahm und sich in der unmittelbar darauffolgenden Wengener Periode gegen S ausbreitete.

Das Mahlknechtjoch; die Grenze zwischen der Eruptiv- und der Dolomitfazies.

Die Eruptivfolge im Gebiet von Mahlknecht und dem Seiser Alpenhaus hat eine besondere Bedeutung, da dieses Gebiet eine mittlere geographische Lage zwischen dem Frötschbach- und Seiser Alpengebiet im WNW und dem Duron- und Fassatal und Buffaure im OSO einnimmt. Weiter hat dieses Gebiet an seiner Südseite die Dolomitgesteine, die die östliche Fortsetzung des Schlern bilden, und an der Westseite die berühmten Roßzähne, wo die Erscheinungen, die auf raschen Fazieswechsel begründet sind, seit der Arbeit von Richthofen in der Literatur gut bekannt sind.

Die Faziesunterschiede an den Roßzähnen betreffen besonders die Cassianer Schichten und werden später erörtert werden. Diejenigen südlich vom Mahlknecht- und Seiser Alpengebiet betreffen ältere Horizonte und sollen jetzt beschrieben werden.

Die schmale Einsenkung zwischen den Roßzähnen und den Dolomitbergen des Hühnerstandes und der Alpenplatten im S ist bekannt als die Tierser Alpe. Dort vereinigen sich die oberen Quellbäche des Duronbaches und bilden plötzlich einen mächtigen Bach, der einen engen Graben um die Basis der Alpenplatten eingeschnitten hat. Er ist sehr eng der Faziesgrenze gefolgt. Die kleine Schäferhütte auf dem Punkt 2068 *m* südlich vom Mahlknechtjoch ist ein guter Ausgangspunkt für die Untersuchung der Aufschlüsse.

Östlich von der Schäferhütte fließt ein kleiner Nebenbach vom Joch in einer Reihe von Wasserfällen herab. In der Nähe der Basis der Wasserfälle kann man sehen, daß Augitporphyrit auf Schlerndolomit liegt. Der obere Teil des Schlerndolomits zeigt einige sehr dünne, eingeschaltete und ziemlich unregelmäßige Lagen von feinem Tuff, der blaßgrün oder orange verwittert. Der Porphyrit ist ungefähr 10 *m* mächtig und ist ein halbkristallines Gestein vom feldspatreichen Typus mit großen, grünen Augiten und reichlichem Plagioklas. In der Nähe des Dolomits ist er sehr porös; Heulandit und andere Zeolithe sind häufig, ebenso Eisenoxyde. Den Bach weiter aufwärts folgen auf den Porphyrit feine Palagonittuffe und über diesen liegt eine Serie von Tuffen und feinen Tuffbreccien, mit dünner Lava abwechselnd.

Der Kontakt zwischen dem Schlerndolomit und dem Augitporphyrit ist sehr unregelmäßig und durch die Gegenwart von größeren oder kleineren Fetzen des Schlerngesteins inmitten der Lava bezeichnet. Westlich von der Schäferhütte streicht der Schlerndolomit N. 65° W und fällt 30° NNO. Die Kontaktfläche des Augitporphyrits ist weniger geneigt, da der Lagergang sanft von der Nordseite ansteigt. Kleine vertikale Gänge von schwerem, dunklem, sehr eisenhältigem Porphyrit verbreiten sich im Dolomit und enthalten zahlreiche Bruchstücke von Kalkgesteinen. Ein Handstück aus einem Gang zeigt unter dem Mikroskop eine Grundmasse, die hauptsächlich von winzigem Augit und etwas Magnetit mit zahlreichen kleinen Nadeln gebildet wird; als Einsprenglinge finden sich große, grüne Augite in Menge und längs Kalkeinschlüssen zersetzt; in geringerer Zahl auch Einsprenglinge von Labradorit. Ein Handstück aus einem kleinen Ausläufer zeigt zahlreiche runde Mandeln mit Dolomit, die mit dunklen Häuten überzogen sind.

Der Rand von eingeschaltetem Dolomit ist ungefähr 4—6 *m* breit und Dolomit, der zwischen den Gangausläufern gewonnen wurde, hat ein brecciöses und verändertes Aussehen. Er zeigt ziemlich gute Schichtenflächen, ist nur leicht dolomitisiert und sieht fast wie ein teilweise in Marmor verwandelter Kalk aus.

Die dunkelbraunen Tuffe, die an der Nordseite des Randes auf den Augitporphyrit folgen, gehen auch auf die Südseite hinüber, liegen auf diesem Randgestein und breiten sich auch hie und da für ein paar Fuß jenseits davon aus, indem sie dort auf dem normalen Dolomit liegen. Sie gehören zur Palagonitserie und sind dem Alter nach ins obere Buchenstein zu rechnen, deshalb ist der Schlerndolomit am Rand gewiß nicht jünger. Der Dolomit zeigt vertikale Kluftflächen längs N 20—25° W-Richtung. Wo die Tuffe in Kontakt mit dem Dolomit treten, zeigt der letztere blaßgrünliche Verfärbung. Einige sehr feine Äste von besonders stark zelliger Lava verzweigen sich sowohl in den Tuffen, als auch im Schlerndolomit.

Folgen wir dem Duronbach nach W, so sehen wir, daß die tieferen Tuffe von der Nordseite manchmal längs des Randgebietes zwischen Dolomitlagen auskeilen und sich der Dolomit gelegentlich weiter gegen die Mitte der Tuffe hin ausbreitet. Das scheint darauf hinzudeuten, daß der Schlerndolomit hier mit den Tuffen gleichaltrig, d. h. von oberem Buchensteiner Alter wäre.

Etwas höher den Bach aufwärts folgen auf diese auskeilende Gruppe feine, grünliche Tuffe und gut geschichtete Tuffbreccien, die aus fein vermischten Tuff- und Kalkteilchen bestehen.

Schwarze Augitkristalle wittern in großer Zahl aus, ebenso wie in den Tuffbreccien bei der Galgemühl. Die Breccien bilden eine ziemlich mächtige Stufe von 7 oder 8 *m* und greifen über den Dolomit unter einem Winkel von zirka 25° über.

Sie gehen nach oben in gröbere Tuffkonglomerate über, welche aus gerundeten und eckigen Porphyritbruchstücken von allen Größen bis zur doppelten Größe einer Männerfaust bestehen. Das Bindemittel ist nicht reiner Tuff, sondern tuffiger Mergel. Diese Tuffkonglomerate sind ungefähr 4 *m* mächtig und darauf folgt dann eine Lage von Kalkbreccie, ungefähr $^3/_4$ *m* mächtig, in welcher kleine, eckige Kalkbruchstücke in echtem Lumachellenmergel eingebettet sind. Dieser letztere enthält Teile von Echiniden und Cidaris und Stücke von zerbrochenen Schalen, auch Bivalvendurchschnitte.

Die nächste Schichte ist eine Tuffbreccie und darüber liegt ein Melaphyr mit Blockstruktur. Diese Lava umschließt Teile des Dolomits, der Tuffe und der Breccien und hat sie sich einverleibt. Gegen N nimmt er rasch an Mächtigkeit zu und wird zu einem massigen Gestein mit Pfeilerstruktur. Die eingeschlossenen Fetzen von dolomitischem Gestein sind weniger kristallin und porös als der Schlerndolomit und sie geben mit Salzsäure eine schwache Reaktion. Trotzdem besitzen sie das typische grauweise Aussehen des Schlerndolomits und zeigen eine ziemlich starke Veränderung, die wahrscheinlich vor ihrem Einschluß in das porphyritische Magma erfolgt ist.

Längs dieser Randzone zwischen der vulkanischen und der Kalkdolomitfazies kann man oft kleine Faltungen und Störungen zwischen den Tuffen und dem Dolomit dort sehen, wo sie wechsellagern.

Etwas höher bachaufwärts nehmen die Aufschlüsse der Fazieswechsellagerungen ein Ende und man sieht, daß die dunkelblauen, eisenführenden Tuffkonglomerate und die Schlackentuffe der Wengener Horizonte auf der Mandelsteinlava im N liegen, aber scharf an der Basis der Schlerndolomitwand der Alpenplatten abschneiden. Sie haben im allgemeinen ein WNW—OSO-Streichen und fallen zirka 15° SSW, während die dolomitischen Gesteine zirka 30 bis 40° NNO fallen und nahe der Basis steiler geneigt sind als in den höheren Horizonten.

Man kann die Tuffe um die Nordecke der Alpenplatten bis zur Tierser Alpe verfolgen, wo dann auf sie ein sehr dunkler und basischer Andesit folgt, der zu den Lagergängen der Roßzähneabhänge gehört. Die Tuff- und Lava-Serie in der Tierser Alpe schneidet im S gegen den Dolomit der Hühnerplatten ab (Taf. X, Fig. 36).

In der Nachbarschaft der Schäferhütte zeigt der Dolomit deutliche Schichtung mit nordöstlichem Fallen. Die Augitporphyrite dringen in den Dolomit seitlich als Lagergänge ein und durchziehen ihn als Vertikalgänge. Sie müssen daher bestimmt in der ursprünglichen Randzone eingedrungen sein. In sehr kurzer Entfernung gegen N liegen sie jedoch fast horizontal auf dem Dolomit.

Die Autorin deutet diese Beobachtungen als Anzeichen für gleichzeitige Verwerfungsbewegungen im Randgebiet, wobei während der Zeit der Ablagerung der Dolomit, respektive Kalk, der an die Spalte anstieß, Senkungen unterworfen war, die ihm gegen den Rücken im S absenkten. Die Laven in der Hauptspalte etwas weiter im N konnten sich dann über den absinkenden Abschnitt der Kalkdolomitfazies ausbreiten, während in den Dolomit des stehengebliebenen Rückens im S nur Gänge und Lagergänge eindrangen.

Auf den Augitporphyrit, der auf dem Dolomit liegt, folgen Tuffbreccien und Tuffe. Diese breiten sich gegen S über dem Dolomit aus, wo sie einen kleineren Einfallswinkel zeigen als die Schlerndolomitschichten (vgl. Profil S. 80). Manchmal endigen sie plötzlich mit scharfer Spitze oder in einer Vertiefung im Dolomit; an einigen Stellen bilden sie eine Gruppe von ein paar Metern Mächtigkeit, die diskordant auf dem Schlerndolomit liegen. Die Dolomitschichten sind nicht regelmäßig abgeschnitten wie bei einer gewöhnlichen Transgression auf einer erodierten Oberfläche. Sie zeigen Vertiefungen und unebene, erhöhte Teile der Fläche, auf welcher die Tuffe mit einer Schichtungs-Diskordanz sich verbreiteten. Diese Verhältnisse scheinen ihren Ursprung in einer unregelmäßigen Ablagerung des Dolomits zu haben.

Ein charakteristischer Zug für die Grenzzone hier, der oft zu beobachten ist, ist der Unterschied in der Neigung des Fallwinkels, dort, wo die zwei Fazies in Kontakt kommen. Die Tuffe zeigen immer einen kleinen Winkel, nicht größer als ein paar Grade, im Dolomit wechselt der Winkel lokal und ist viel veränderlicher als in den Tuffen.

Das Übergreifen der Tuffe gegen S findet innerhalb einer sehr schmalen Zone statt, wie es die geologische Karte zwischen dem Durontal und der Dolomitwand zeigt. Anscheinend konnte es nur in einer Randzone stattfinden, wo das dolomitische Gestein die Fähigkeit besaß, vom Eruptivgestein durchdrungen, dann zerspalten zu werden und abzubrechen.

Die Eruptivfazies der Diskordanzzone enthält die jüngeren Glieder der oberen Buchensteiner Serie. Daher sehen wir hier tatsächlich die Art und Weise des Kontakts zwischen den zwei Fazies dieser Periode.

Allgemeine Schlußfolgerungen.

Die Autorin zog aus den vorhergehenden Beobachtungen im Mahlknecht Gebiet folgende Schlüsse:

A) daß während der oberen Buchensteiner Perioden differentielle Krustenbewegungen am Nordrand einer WNW—OSO streichenden Antiklinalflexur oder einer gehobenen Zone stattfanden, in welcher Kalk und Dolomit abgelagert worden war und noch abgelagert wurde; Eruptivspalten entwickelten sich im gesenkten, nördlichen Abschnitt und Lava und Tuff wurden ausgeworfen.

B) Obwohl der Abschnitt im N sich absenkte im Verhältnis zu dem im S, hatte doch durch die raschere Aufhäufung der Laven und Tuffe innerhalb der Eruptivzone im N das Ergußmaterial die Möglichkeit, über den angrenzenden submarinen Schelf von Kalk und Dolomit in der Randzone hinüberzutreten, und es erfolgte eine diskordante Auflagerung von Lava und Tuff über Dolomit in diesem Gebiet, begleitet von gewissen kleinen Einschaltungen. Die Diskordanz ist durch einen sehr geringen Unterschied in der Schichtung der zwei Fazies aufgewiesen.

C) Dieser Prozeß ging nicht stetig vor sich, sondern in Intervallen; eine Reihe von kleinen Senkungen und Wiederholungen der vulkanischen Ausbrüche mit damit wechselnden lokalen Transgressionswirkungen sind in einer verhältnismäßig schmalen Zone angedeutet.

Die Schichtfolge der Eruptivgesteine in der Randfazies westlich von der Schäferhütte soll nun aufgezählt werden als ein Typus.

Gesteinsfolge bei der Schäferhütte. Gruppe der Mandelsteinlaven (IV. Zone, Eruptivserie).

7. Dunkelblaue, sehr eisenreiche Eruptivbreccien; Mandelsteinlava, die in die höheren Horizonte der Tuffbreccien und des Schlerndolomits daneben eindringt und Bruchstücke davon umschließt und rasch gegen S an Mächtigkeit abnimmt, gegen N zu anschwillt, wo sich vertikale Pfeilerklüftung und Blockstruktur ausbildet.

Gruppe der Palagonittuffe usw. (III. Zone, Eruptivserie).

6. Graue, mergelige Tuffbreccie mit feinzerriebenem Kalk, die gegen N in dunklere Tuffbreccien übergeht . . . . . 3—4 *m*
5. Kalkbreccie und Lumachellenmergel . . . . . 0·75 *m*
4. Grobgemischter Tuff und Porphyrit . . . . . 4 *m*
3. Gutgeschichtete, feine Tuffbreccien und Palagonittuffe mit großen Augitkristallen . . . . . zirka 7—8 *m*
2. Verkeilende Gruppe von Tuffen und Schlerndolomit oder lokal auch Tuffe, die Blöcke von Schlerndolomit enthalten (III. Zone) . 6 *m*

II. Zone, Feldspatporphyrit.

1. Massiger Andesit (Augitporphyrit) mit Blockstruktur, von welchem aus Gänge gegen S in die Schlerndolomitfazies abgehen . . zirka 10 *m*

Das Gestein an der Basis ist Schlerndolomit und, wie schon erwähnt wurde, greifen die aufeinanderfolgenden Horizonte von N nach S auf den Schlerndolomit über. Die ganze Randserie ist im Bachbett zwischen dem unteren und dem oberen Porphyrit nicht mehr als 25 *m* mächtig. Die Horizonte, die mit 2 und 3 bezeichnet sind, kann man ohne Zögern als die südliche Fortsetzung der Tuffbreccien Nr. 1 im Galgemühlprofil bezeichnen und der Horizont Nr. 4 im Randgebiet scheint mit Nr. 2 im Galgemühlprofil übereinzustimmen. Die höheren Horizonte tragen mehr lokalen Charakter, aber das Eruptivgestein Nr. 7 darüber ist fast sicher die oberste Schichte der Mandelsteinlava an der Basis der Wengener Schiefer und Tuffe im Gebiet von Mahlknecht und der Galgemühl.

Der Schlerndolomit unter der Eruptivfolge bei der Schäferhütte gehört der oberen Buchensteiner Zeit an und stimmt in bezug auf seine stratigraphische Lage mit der obersten Gruppe des Knollen- und Plattenkalks überein, die im Abschnitt von Malfeteier und „beim Rauch" aufgeschlossen ist. Es besteht daher ein sehr großer Unterschied in der Mächtigkeit der oberen Buchensteiner Lava- und Tuffolge zwischen dem Mahlknechtgebiet und dieser randlichen Verdünnungszone, wo sie bis auf zirka 35 *m* einschließlich des Augitporphyrits ausgedünnt ist.

Wenn man einen Vergleich zwischen dem Faziesübergang hier und am Frötschbach, nordwestlich vom Schlern, zieht, so fällt die Ähnlichkeit sofort auf. Südlich vom Frötschbach ist die Serie der oberen Buchensteiner Sediment- und Eruptivgesteine im Kontakt mit dem basalen Teil des Schlerndolomits längs einer Ebene, die ursprünglich eine Transgressionsebene war, und der höchste Horizont des Mandelsteinmelaphyrs, der sich am weitesten nach S ausbreitet, keilt aus, bevor er die Basis der Santnerspitze im Schlernmassiv erreicht.

Die eruptiven Erscheinungen sind einander so ähnlich, daß man leicht daraus den einfachen Schluß ziehen kann, daß sich in der oberen Buchensteiner Zeit eine zusammenhängende Eruptivspalte oder eine Reihe von kleinen Öffnungen in WNW—OSO-Richtung vom Frötschbach bis zum Mahlknechtjoch hinzog. Später wurde sie von der Cassianer-Wengener Serie zugedeckt und man kann sie jetzt nur in den tief erodierten Teilen erkennen. Auf die verschiedenen Beweise für gleichzeitige Senkungen nördlich von der Spalte wurde früher schon hingewiesen.

Der Duronpaß. Faziesrand und Kontaktmetamorphosen.

Die Kontaktbeziehungen und die lokalen Diskordanzen zwischen den Tuffen und dem Schlerndolomit sind an den Abhängen des Duronpasses, östlich von der Schäferhütte, gut aufgeschlossen. Im Niveau des Durontales steht der untere

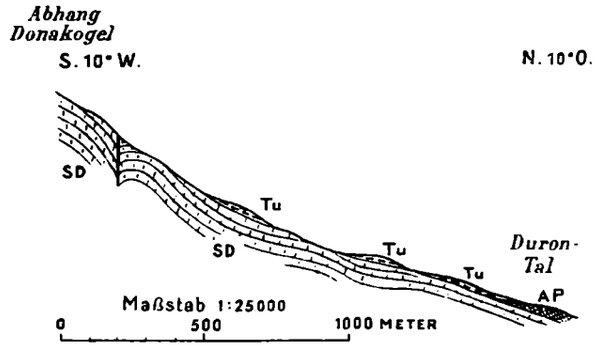


Fig. 10. Profil durch den Abhang vom Donakogel zum Durontal.
SD = Schlerndolomit, *Tu* = Tuffe, *AP* = Augitporphyrit.

Augitporphyrit mit Blockstruktur in 1920 *m* Höhe an. Ein schlechter Weg führt nach S zum Duronpaß zwischen den dunklen Tuffen des Monte Dona und einer Dolomitmasse gegenüber vom Donakogel hinauf. Dieser Dolomit setzt das Streichen des Schlerndolomits bei der Schäferhütte fort und zeigt in seinen tieferen Horizonten anscheinend mehrere Terrassen, welche durch Zwischenlagen von Tuffbreccien gebildet werden (vgl. Taf. VI, Fig. 18, 19).

Die Eruptivgesteine an den Ciamp de Grevena-Abhängen des Monte Dona fallen zirka 30° NNO (vgl. Profil Fig. 10). Die Schichtenfolge ist die nachstehende:

Im Hangenden: Mandelsteinlava in zirka 2320 *m* Höhe.

Obere Buchensteiner Serie. Gruppe der Palagonittuffe (III. Zone, Eruptivserie).

9. Schwarze Tuffe, mit dünnen Kalkbänken wechsellagernd.
8. Bomben- oder Blocktuffe, nach unten zu in feine, schwarze Palagonittuffe, reich an Augiten, übergehend.
7. Gering mächtige Lava, die Gänge in den Dolomitsockel bei Sora Ciegerole, unterhalb vom Donnakogel, entsendet.
6. Dunkelgrüne oder schwarze Palagonittuffe und feine Tuffbreccien, die aus kleinen Teilchen von Tuff, Kalk und Porphyrit nebst reichlich Augiten bestehen.
5. Grüne Tuffe und Tuffkonglomerate mit Kalkbruchstücken.
4. Grobe Blocktuffe mit gerundeten Blöcken in mächtigen Tufflagen.
3. Tuff und Tuffkonglomerate.

Feldspatporphyrit, II. Zone der Eruptivserie.

2. Augitporphyrit, sehr reich an Eisen und an Plagioklas; grobkristallin und körnig oder mandelig an den Kontaktflächen; er entsendet in einer Art von Randzone Gänge und Lagergänge in den Schlerndolomit.
1. Schlerndolomit, gut geschichtet.

In den Tuffen konnten außer Bruchstücken von Landpflanzen keine Fossilien gefunden werden, aber in Analogie mit der Serie im Mahlknechtgebiet ist es wahrscheinlich richtig, die Horizonte Nr. 1—7 der oberen Buchensteiner Zeit zuzurechnen. Nr. 8 scheint der gleiche Horizont zu sein wie derjenige, in welchem an einigen Stellen die ersten Wengener Fossilien gefunden werden, wenn auch hier keine vorhanden sind. Man sieht, daß diese Horizonte sich in transgredierender Lagerung auf dem Dolomit befinden.

An der Wand der Sora Ciegerole, westlich vom Ciamp de Grevena, liegt am Weg, ostsüdöstlich von einem mit 2054 *m* bezeichnetem Punkt der Karte, ein kleiner Denudationsrest von Tuff, welcher mit unebener Fläche auf Schlerndolomit liegt. Unmittelbar östlich von der Tuffterrasse schneidet ein kleiner Bach die Faziesgrenze und nachstehende Schichtenfolge ist von 2130 *m* Höhe abwärts aufgeschlossen.

9. Obere Tuffe mit bombenartigen Porphyritbestandteilen (gehen in Nr. 8 des Profils des Grevenarückens über).
8. Lava mit horizontal entwickelten Pfeilern.
7. Schwarze Palagonittuffe, ungefähr 15 *m* mächtig; im unteren Teil sind sie konglomeratisch mit Bestandteilen von Porphyrit und Kalk; im oberen Teil sind sie mehr homogen, umgeben aber lokal einen großen Block von Schlerndolomit (gehen in Nr. 8 des Grevenarückenprofils über).
6. Lagergang und Gang (ebenso wie Nr. 7 im Grevenaprofil).
5. Leuchtend rote, gebänderte Breccie aus Porphyrit und Schlerndolomit bestehend.
4. Rötlicher, weiß- oder gelbverwitternder, gequetschter und zersetzter Porphyrit.
3. Grauer Mylonit aus Dolomitmergel mit Bruchstücken von Dolomit und Porphyrit.
2. Veränderter, rötlicher Dolomit, der Feldspatkristalle enthält.
1. Dolomit.

Die ganze Schichtenfolge neigt sich nach O oder OSO mit einer Flexur, die in den tieferen Horizonten steiler wird. Die Horizonte Nr. 2—5 sind nur 2—3 *m* mächtig; die Tuffe Nr. 7 und 9 breiten sich hauptsächlich in dem anstoßenden Schlerndolomit aus und sowohl die Tuffe als auch der Dolomit sind von Gängen und Lagergängen durchzogen, die in Zusammenhang mit den Lavavorkommen Nr. 6 und 8 in der Eruptivfazies stehen. Diese Lava dringt an einer Stelle in die Dolomite auf der Westseite des Duronpasses als drei Lagergänge ein, welche zwei keilförmige Dolomitmassen, die nicht mehr als 0·5 *m* mächtig sind, zwischen sich einschließen.

Die sekundäre Veränderung des Mylonits und der Breccien der Horizonte 2, 3, 4 und 5 ist teilweise dem Kontakt mit dem tieferen Lagergang Nr. 6 zuzuschreiben, welcher steil durch sie hindurchzieht. Gleichzeitig finden sich unfehlbare Anzeichen von Quetschung in den Lagerungsverhältnissen, und auch durch die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen von Handstücken aus den aufeinanderfolgenden Horizonten wurde das Vorhandensein einer solchen bestätigt. Die Schliffe zeigen feine Materialzertrümmerung und in gewissem Grade eine Umkristallisation in neue Formen.

Die Handstücke, die in den Horizonten Nr. 1—6 gesammelt und unter dem Mikroskop untersucht wurden, ergaben folgende Resultate:

1. ein feinkörniger, wolkiger Dolomit mit Resten von größeren Kristallen; 2. eine Dolomitbreccie, sehr porös, welche feste Feldspatprismen und Spuren von Schalen enthält, manche mehr, manche weniger zerquetscht; 3. eine dolomitische Breccie mit eckigen Bruchstücken von schwarzem Porphyrit, von welchen einige quer durchgebrochen und durch die spätere Infiltration von Kalzit während der Quetschung getrennt wurden. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Dolomit mit diesen eruptiven Bruchstücken.

Das nächste Glied der Serie ist 4. ein merkwürdiges Gestein wie „weißer Trap", ein stark zersetztes porphyritisches Gestein mit vollständig veränderten Einsprenglingen von Plagioklas und Augit in einer hyalopilitischen Grundmasse, welche Fließstruktur zeigt. Nr. 5 ist ein brecciöser Dolomit, Nr. 3 sehr ähnlich, aber mit größerer Zahl von Porphyritbruchstücken und einer gröber brecciösen Struktur. Nr. 6 ist eine Lava, welche stellenweise Fluxionsstruktur zeigt und veränderte Einsprenglinge in zersetztem Glas besitzt. Große Dolomitkristalle erfüllen einige von den Höhlungen und sind darin später auskristallisiert.

Die Lava Nr. 8 zeigt den charakteristischen Typus vom Duronpaß; sie zeigt frischen, weißen Plagioklas, große, blaßgrüne Augite und in Serpentin verwandelten Olivin als Einsprenglinge in einer hyalopilitischen Grundmasse. In manchen Teilen sind Mandeln vorhanden, in anderen fehlen sie. Der Plagioklas dürfte in Kalzit und Chlorit verwandelt sein und Magnetit ist öfters in größerer Menge vorhanden.

Die Anzeichen von Quetschung sind auf die paar Meter, welche die Schichten Nr. 1—5 über dem Schlerndolomit enthalten, beschränkt, wie wenn die späteren differentiellen Pressungen, die entstanden waren, sich hauptsächlich auf Schichtenflächen bemerkbar gemacht hätten, auf welchen die verschiedenen Arten von Gesteinen in Kontakt kamen.

Eine Anzahl von Spalt- und Schichtenflächen zeigen Harnische und polierte Oberflächen.

Die ursprüngliche Lagerung dieser Gruppe innerhalb einer alten Randzone in der Nähe der Eruptivspalte und die spätere Deformation, bewiesen durch die ganze Schichtenfolge an einer wichtigen Flexur- und Torsionsstelle in der Nähe der Duronpaßverwerfung, dürften genügend Gründe für die innere Zertrümmerung und Rekristallisation des Gesteinsmaterials abgeben.

Auf der Höhe des Duronpasses dringen zwei Gänge in den Dolomit ein und verlaufen längs einer steil NW—SO gerichteten Spalte. Die Gänge hören weiter im SW auf, aber die Spalte zieht weiter, wird immer deutlicher ausgeprägt und bildet beinahe einen tiefen Einschnitt in den Gesteinen. Sie ist im oberen Teil, östlich vom Duronpaß, nach N geneigt, aber je mehr sich der Untergrund dem Udaibachgraben nähert, desto steiler wird die Spalte, bis sie zuletzt fast vertikal steht.

An ihrer Südseite liegt der Schlerndolomit des Mantellorückens, an ihrem Nordrand brecciöser Dolomit, mit Tuff vermischt und darüber dann die Eruptivserie.

Die Tuffolge kann man leicht nördlich und südlich von den Camerloihütten untersuchen; sie bildet die Fortsetzung im Streichen der Schichtenfolge, welche im Ciamp-de-Grevena-Profil im einzelnen dargestellt worden ist. Sie setzen sich durch den Hügel hindurch bis zu den östlichen oder Fassaabhängen des Duronpasses fort, wo sie transgressiv auf den Schlerndolomiten von Dociurill und Al Vidoi (Col Pedoi) liegen. Nach der Ansicht der Verfasserin bezeichnet die Spalte den Verlauf einer jüngeren NW-SO-Flexurverwerfung, die durch den Duronpaß zieht und an ihrer Nordseite die alte mitteltriassische Randzone und die Eruptivgesteine gesenkt hat.

Die tektonischen Erscheinungen sind sehr interessant, vom stratigraphischen Standpunkt jedoch läßt sich über die obere Buchensteiner Periode nur sagen, daß völlige Übereinstimmung der Eruptivserie am Duronpaß, im Camerloi- und Dociurillgebiet mit der Serie, welche im Mahlknecht- und Galgemühlgebiet beschrieben worden ist, besteht. Die südlich transgredierende Lagerung der aufeinanderfolgenden Horizonte der Eruptivfazies ist schon in der Randzone am Paß beschrieben worden. Und diese Verhältnisse setzen sich gegen Fassa zu fort im Sot-Cresta-Rücken, wo die Tuffe und Laven gegen S über die Buchensteiner Knollenkalke und den oberen Buchensteiner Dolomit der Felsen von Al Vidoi transgredieren.

Die Faziesbeziehungen der Buchensteiner Schichten bei Al Vidoi, oberhalb von Mazzin.

Al Vidoi und Sot Cresta.

(Vgl. Taf. VI, Fig. 22.)

Die Dolomitfelsen von Al Vidoi bilden eine bemerkenswerte Grenze im Fassatal, da sie in einem hohen Niveau über der Mündung des Udaitales ins Fassatal stehen. Die senkrechte Wand von weißem Schlerndolomit trägt als Kappe einen sanften, grasbewachsenen Abhang, welcher Sot Cresta genannt wird und aus Tuffgesteinen besteht. Unter diesen hochliegenden Felsen befindet sich ein zweiter senkrechter Abfall von Mendoladolomit, bevor man die tieferen, aus Werfener Schichten bestehenden Abhänge erreicht.

Ein anderer charakteristischer Zug, der die Aufmerksamkeit erregt, ist der ganz symmetrische Bogen, zu welchem die ganze Serie der höheren Gesteine von Al Vidoi verbogen ist. Die Achse des Bogens zieht von WNW nach OSO, und die Kontaktebene zwischen der Tuffazies von Sot Cresta und der Dolomitwand von Al Vidoi ist im Nordflügel des Bogens nach NNO gebogen. Sie sieht jetzt deswegen sehr steil aus.

Eine sanfte Terrasse an der Ostseite deutet die Lage der Buchensteiner geschichteten Dolomite und dolomitischen Kalke an der Basis des Schlerndolomits an, und gerade längs dieser Terrasse führt ein Weg zu der hochgelegenen Wiese von Sot Cresta. Die Schichtenfolge der Buchensteiner Schichten, wie sie an der Südostseite von Al Vidoi untersucht wurden, möge folgen.

Im Hangenden: normaler, weißer, kristalliner Schlerndolomit mit drusigen Hohlräumen.

7. Dünn geschichteter, oft deutlich knolliger Dolomit, auf frischem Bruch grau und mit Kalzitadern, der kleine, unregelmäßige Fetzen von grünem Tuff enthält. Die verwitterte Oberfläche ist grünlich und sieht sandig aus. Die Schichten sind leicht gefaltet. Diese Gruppe geht fast unmerklich gegen oben zu in Schlerndolomit über, der dickbankige Schichtung in seinem tieferen Teile zeigt. Die Übergangsgruppe hat eine Mächtigkeit von ungefähr . . . . . 7—8 *m*
6. Dünn geschichtete, schiefrige Kalke, mit leuchtend grünen Tuffen wechsellagernd. Kleine Posidonien *(P. Wengensis)* wurden gefunden, auch Pflanzenreste und einige schlecht erhaltene Daonellen . . . . . 5 *m*
5. Mächtigere Bänke von hartem, kieseligem, dolomitischem Kalk . . . . . 2·5 *m*
4. Bläulichgraue Plattenkalke, die gegen S in Dolomit übergehen . . . . . 6 *m*
3. Graue und gräulichweiße Knollenkalke mit verstreutem Vorkommen von kleinen, gelben oder dunkleren Hornsteinkonkretionen und dünnen Zwischenlagen von blaßgrauem, weichem, zersetztem Material, das lokal in leuchtend grüne Tuffe übergeht; geht gegen S in Dolomit über . . . . . 6 *m*
2. Mächtig gebankter Knollenkalk, einige Horizonte sind reich an Hornsteinkonkretionen . . . . . 4—5 *m*

Alpiner oberer Muschelkalk.

1. Dunkler, gebändeter, bituminöser Dolomit; blaugrauer Echinodermenkalk und dolomitische Mergel, die auf dem oberen, geschichteten Teil des Mendoladolomits liegen . . . . . zirka 9 *m*

Die Verhältnisse zeigen hier, daß die Dolomitfazies in den älteren Buchensteiner Horizonten Nr. 3 und 4, innerhalb der Zone des *Protrachyceras Reitzi*, beginnt. Die dolomitischen Kalke dieser Gruppe streichen im allgemeinen ONO bis WSW (N 65° O) und fallen NNW.

Die Buchensteiner Schichten erreichen einen Graben östlich von Sot Cresta in zirka 1910 *m* Höhe, in welchem der Übergang zur Eruptivfazies gut aufgeschlossen ist. Der Graben gehört zu einer Gruppe, die zur Val Scufa hinabzieht. An der linken Seite des Grabens liegen Eruptivgesteine, an der rechten oder Südseite die oberen Buchensteiner Kalke und Dolomite; unter beiden befinden sich die Knollen- und Plattenkalke der mittleren Horizonte der Buchensteiner Schichten (siehe Photographie, Taf. VI, Fig. 22).

Die oberen Buchensteiner Kalke sind stark dolomitisch aber ganz gut geschichtet. Ihr Streichen ist ONO—WSW (N 60° O), das Fallen 20° NNW, es gibt aber eine ganze Anzahl von lokalen Variationen. Die Kontaktebene nächst dem Augitporphyrit der Eruptivfazies fällt ungefähr 40° gegen O, im obersten Teil ist die Neigung geringer. Die Buchensteiner Schichten sind in nächster Nähe der Fläche leicht gebogen und erreichen eine zu ihr fast parallele Lage. Am tatsächlichen Kontakt sind die Buchensteiner Gesteine mehr kristallin und sehen verändert und fleckig aus. Die dünn geschichteten Horizonte Nr. 7 im Profil sind in nächster Nähe des Kontakts in kleine Falten gelegt und neigen sich gegen ihn hin.

Das Eruptivgestein am Kontakt ist ein porphyritisches Konglomerat. Es enthält fast nur Bruchstücke von Augitporphyrit, reich an Plagioklas. Weder Gänge noch Apophysen treten in die Kalke ein. Ein paar Fuß entfernt vom Kontakt finden sich auch Bestandteile von subkristallinem Kalk mit kleinen Hornsteinkonkretionen. Sie haben das gleiche Aussehen wie Marmolatakalk und geben mit Salzsäure eine deutliche Reaktion.

Dann wird das Gestein ein massigerer Augitporphyrit mit Blockstruktur. Darauf folgen Tuffkonglomerate, in welchen die Kalkbruchstücke sehr zahlreich sind; einige davon sind ziemlich große Blöcke, $^1/_2$—1 *m* im Durchmesser, und stammen hauptsächlich aus den Horizonten, die im obigen Profil mit 3 und 4 bezeichnet sind. Sie kommen gegen S in Kontakt mit dem dolomitischen Kalk und dem Schlerndolomit. Etwas weiter nördlich, d. h. weiter vom Kontakt entfernt, werden die Bruchstücke weniger und kleiner.

Die Tuffkonglomerate haben eine Mächtigkeit von ungefähr 20 *m*; in ihrem unteren Teil sind sie nicht gut geschichtet, im oberen Teil zeigen sie gut ausgeprägte Schichtung und gehen gegen oben zu in feine Tuffbreccien mit der charakteristischen glatten Verwitterung und eng vermischten Tuff- und Kalkteilchen über. Diese sind ungefähr 15 *m* mächtig und die höheren Horizonte wechsellagern mit dunklen Palagonittuffen, reich an Augitkristallen. Gegen S zu keilt diese Gruppe an den Dolomitfelsen der Sot Cresta aus, indem sie gegen den Gipfel zu an Mächtigkeit abnimmt. Anderseits wird sie gegen W und N hin mächtiger, und dann folgen darauf grobe, eruptive Tuffkonglomerate mit loser Verkittung, in welchen die Bruchstücke fast nur aus Porphyrit bestehen. Eine dünne Lava mit Blockstruktur ist eingeschaltet und darüber wieder ein loses Tuffkonglomerat, wie die Gruppe darunter, aber mit kleineren Porphyritbruchstücken, das nach oben zu in eine Serie von gut geschichteten, kompakten Tuffen übergeht.

Die groben Konglomerate und Tuffe bilden einen hervorragenden Rücken, der sich im N der Sot-Cresta-Wiese ausdehnt. Eine leichte, N 50° O verlaufende Verwerfung senkt die kompakten Tuffe an der Nordwestseite des Rückens ab, und diese zeigen dann ein Nord-Südstreichen und Westfallen unter einem Winkel von zirka 20°. Kleine Gänge durchziehen den Rücken parallel zu dieser Verwerfung. Näher an Dociurill dreht sich das Fallen des zutage liegenden Gesteins gegen N, und die Konglomerate und Tuffe unterlagern dann die Augitporphyritlava, welche auf dem Rücken zwischen Dociurill und Sot Cresta im S und dem Val Dona im N oben daraufliegt.

Die höchsten Glieder der Eruptivfolge, von welchen man tatsächlich sehen kann, daß sie auf Schlerndolomit liegen, sind die feineren Tuffbreccien und Palagonittuffe. Bei ihrem Vordringen gegen S sind sie durch eine Transgression auf den Nordabhang der Dolomitfelsen von Al Vidoi vorgedrungen. Hier ist ebenso wie bei der Schäferhütte die Oberfläche des Dolomits unter den Tuffen sehr uneben, wie wenn sie in gewissem Grade vor der Ablagerung der Tuffe von starken Brandungswirkungen erodiert worden wäre. Diese Beziehungen deuten daher nicht nur ein gleichaltriges Verkeilen der beiden Fazies, der eruptiven und der kalkigen, unter einem kleinen Winkel an, sondern auch auf eine Randzone mit Differentialbewegungen zwischen ihnen und zu einer bestimmten Zeit ein Übergreifen der Tuffe gegen S.

Die Tuffbreccien, die auf dem obersten Teil des Dolomits von Al Vidoi liegen, gehören einer Zeit vor der Wengener Periode an. In den vorhergehenden Profilen haben wir sie von Mahlknecht zur Galgemühl verfolgt, wo sie unter den oberen Laven und Tuffen und allen *Lommeli*-Schiefern der Wengener Stufe anstehen. Daher erfolgte die Entwicklung des Schlerndolomits in Al Vidoi noch früher und muß der Buchensteiner Periode angehören, zum größeren Teil der oberen Buchensteiner Periode, da eine gewisse Mächtigkeit von knolligem Dolomit an der Basis vorhanden ist.

Nördlich von Dociurill liegen weiche Tuffe auf Schlerndolomit, auch wieder auf einer sehr unebenen Oberfläche. Nahe der Westgrenze der Felsen von Dociurill steigt ein zirka 15 *m* breiter Gang vertikal in nord-südlicher Richtung durch die ganze Mächtigkeit der Dolomite hindurch (Taf. VI, Fig. 21).

Die mikroskopische Untersuchung eines Dünnschliffes durch dieses Gestein zeigt eine grobe Struktur mit wenig oder keiner Grundmasse, hauptsächlich aus dicken Feldspatleisten von Labradorit aufgebaut; kleine Zwischenräume sind von Magnetit und Augit ausgefüllt. Die Feldspate zeigen manchmal einen Saum aus Eisen- und Magnesiumstaub; solche Feldspate sind anscheinend basischer. Einige sind isometrisch und einige von diesen zeigen einspringende Ecken, wie wenn sie Zwillingskristalle wären, aber das Ganze zeigt gleichzeitige Auslöschung bis auf die Randzone.

Manchmal findet man auch zwei Zonen mit Einschlüssen von Eisen- und Magnesiummineralien parallel zum Rand und von ihm getrennt; die eine ist dann sehr fein.

Gelegentlich treten auch Einsprenglinge von bräunlichgrünem Augit mit hoher Lichtbrechung auf. Auch zersetzte Einsprenglinge von Olivin und ein zweifelhaftes Mineral, wahrscheinlich Hornblende, kommen vor.

Dieses Gestein ähnelt am meisten den grobkristallinen Gängen am Gipfel des Piz Pranseis südlich vom Grödener Tal.

Im Felde zeigt der Gang von Dociurill Klüftung und auch eine gewisse Absonderung parallel zu den Seitenwänden. Die Tuffe über dem Dolomit sind ungefähr 6 *m* mächtig, und darüber folgen grobe Tuffkonglomerate mit grober Schichtung, die einen ausgeprägten Rücken von mit Gras bewachsenen Gesteinen bilden, ähnlich wie der im N der Senke von Sot Cresta. Der Gang scheint die Tuffe und Tuffkonglomerate zu durchdringen. Er verläuft parallel zu den nord-südlichen Gängen, die in der Fortsetzung des Rückens gegen O beobachtet wurden. Die späteren Invasionen sind ein weiterer Beweis für die Nähe eines bedeutenden Brennpunktes eruptiver Tätigkeit.

Wenn wir noch einmal das Profil auf S. 82 ansehen, so ist es klar, daß nicht nur die Buchensteiner Kalke, sondern auch die feinen Wechsellagerungen von grünen Tuffen sekundäre Veränderungen in ungewöhnlichem Maße erlitten haben. Das mag der Tätigkeit von vulkanischen Gasen zuzuschreiben sein. Es scheint sehr wahrscheinlich zu sein, daß gewisse chemische Veränderungen in den Gesteinen direkt in Zusammenhang mit den eruptiven Bedingungen standen.

In der Nachbarschaft der Val de Scufa, gegen Al Vidoi am Osthang zu, etwas südlich von dem herabgebogenen Kontakt zwischen den Tuffen und Kalken, sind Anzeichen von Fältelungen und Störungen an der Basis der Buchensteiner Schichtenfolge vorhanden. Ein kleines, linsenförmiges Bruchstück von Mendoladolomit und Echinodermenkalk liegt in diskordanter Lagerung zu den Knollenkalken. Darunter finden sich im S abgelöste Streifen von Buchensteiner Kalken, stark gefaltet und gegen SSW überschlagen. Die oberen Lagen von Mendoladolomit und Echinodermenkalk erscheinen als ein gefalteter Rest, und Fetzen von stark gepreßtem Knollenkalk sind in den Mulden der Falten erhalten.

Diese Bruchstücke von zerquetschten Lagen liegen auf einer zweiten Serie von Buchensteiner Kalken, ungefähr 30 *m* mächtig, welche nach OSO fällt, und werden längs einer tiefen Diskordanzebene durch die darüberliegenden Gesteine abgeschnitten. Das Anstehen dieser Störungsfläche kann man im Zusammenhang nach S in den Buchensteiner Gesteinen an der Basis von Al Vidoi verfolgen. Sie ist gegen Al Vidoi geneigt, und der Neigungswinkel wechselt von Ort zu Ort. Der westliche (Al-Vidoi-)Verwerfungsabschnitt ist im Verhältnis zum östlichen gehoben worden, und infolge dieser Verlagerung wiederholen sich die Buchensteiner Schichten mehr oder minder. Frühere Beobachter haben die Entwicklung als einfache Schichtenfolge und die Buchensteiner Kalke als plötzlich viel mächtiger entwickelt angesehen, aber die Tatsachen sprechen gegen diese Ansicht.

Wegen der starken Geröllbedeckung südlich von Al Vidoi gegen das Udaital ist es nicht möglich, die Verwerfungsebene nach W zu verfolgen. Wenn auch die Autorin in der Karte nichts eingetragen hat, so findet man doch Anzeichen von Buchensteiner knolligem Dolomit das ganze Geröllfeld hindurch nach W bis zum Gang bei Dociurill (Fig. 11).

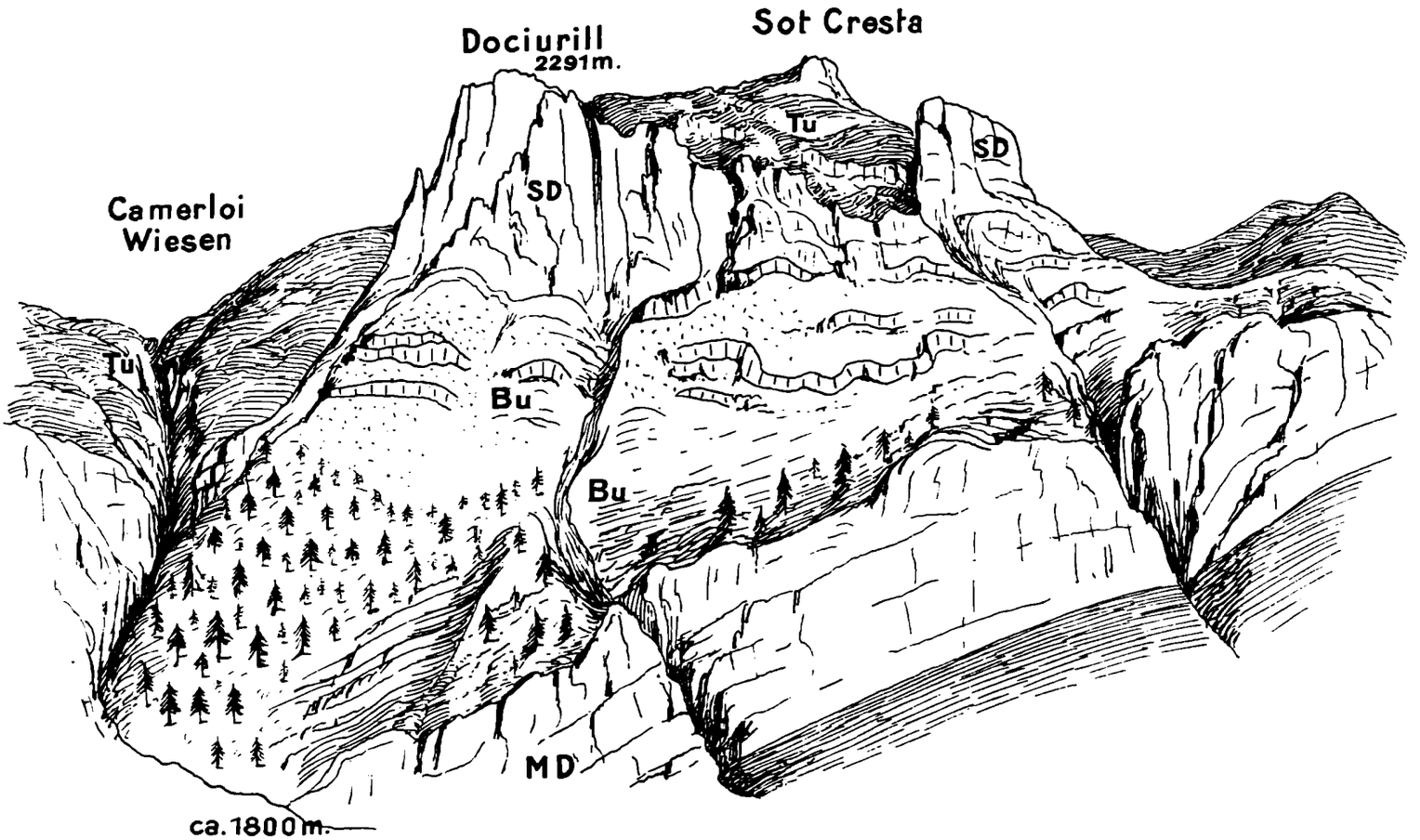


Fig. 11. Südansicht der Faziesgrenze von Dociurill (Schlerndolomit) und Sot Cresta (Tuffe).

Die Schlüsse, die man aus diesen Tatsachen ziehen kann, sind, daß der mitteltriassische Faziesrand im Gebiet vom Duronpaß und von Camerloi sich an der Nordseite der Sot Cresta fortsetzte und daß an seiner Nordseite sich die Buchensteiner Serie als Kalkfazies in der absinkenden Zone entwickelte und darauf dann die Eruptivgesteine folgten, während an der relativ gehobenen Südseite die Buchensteiner Serie durch Schlerndolomit, an einigen Stellen mit Knollenfazies, repräsentiert wird und daß die Tuffe von N nach S mit geringer Mächtigkeit transgredieren.

Die Buchensteiner Schichtenfolge am Monte Dona, westlich vom Fassatal.

Die Vorkommen der Hauptserie der Buchensteiner Knollen- und Plattenkalke an den Abhängen des Monte Dona gegen das Fassatal sind spärlich und gewöhnlich unvollständig. Es sind viele Eruptivgesteine in sie eingedrungen und in den Zeiten der vulkanischen Ausbrüche wurden sie stark aufgebrochen. Die tieferen Tuffhorizonte sind oft ganz erfüllt mit ihren Bruchstücken. Zwei gute Aufschlüsse mögen erwähnt werden, der eine in der Nähe der Foscazhütten, wo der Donabach unter der hohen Wiese herauskommt und in einem steilen Graben hinunterfließt, und der andere nahe dem Tal, westlich von der Kirche von Fontanazzo.

Das vollständigste Profil der Schichtenfolge in der Eruptivfazies, welche das hohe Plateau des Monte Dona bildet, kann man in den Nordabhängen, vom Gipfel 2383 *m* westlich von Ponsin bis zu den Felsen bekommen, die ins Durontal überhängen. Eine ziemlich bedeutende Mächtigkeit gehört der Wengener Zeit an, wie das Vorkommen der *Daonella Lommeli* Wissmann zeigt; es ist aber wohl besser, das vollständige Profil einschließlich der Wengener Serie in diesem Teil anzuführen, als es ins Wengener Kapitel zu verschieben.

Ponsin-Dona-Profil. Wengener Gruppe.

21. Mandelsteinlaven des Gipfelrückens . . . . . 15 *m*
20. Schwarze Tuffe, wechsellagernd mit Aschentuffen, feinen Tuffbreccien und Tuffschiefern, in welchen *Daonella Lommeli* nebst vielen kleinen Posidonien und einigen kümmerlichen Ammonitenresten vorkommt. In gewissen Horizonten treten verkohlte Reste von Landpflanzen auf . . . . . 25 *m*
19. Gruppe von zwei dünnen Laven und olivgrünen Tuffen . . . . . 8 *m*
18. Intensiv blauschwarzer Tuff und grobe Tuffkonglomerate, die eckige Blöcke von Porphyrit enthalten. Die Tuffe sind sehr reich an Eisen und stark geädert und eine Bank von schwerer, schlackiger Lava tritt auf . . . . . 50 *m*
17. Mächtige Wechsellagerung von schwarzen Tuffen und gut geschichteten Tuffbreccien, gelegentlich auch Laven . . . . . 60 *m*
16. Grobe Blocktuffe mit schlackigen Einschlüssen . . . . . 25—30 *m*
15. Schwarzer Tuff und Tuffschiefer, manchmal gebändert und mit Pflanzenresten . . . . . 30—40 *m*

Buchensteiner Serie.

14. Massige Lage von Mandelsteinlaven . . . . . 50—60 *m*

13. Schwarze Palagonittuffe, wechsellagernd mit groben Tuffbreccien mit schwacher Andeutung von Schichtung, die gelegentlich bombenartige Porphyritblöcke und wenige Kalkbruchstücke enthalten . . . . . 40 *m*
12. Feine, gut geschichtete, kompakte Tuffbreccien mit grauer Grundmasse und kleinen Porphyrit- und Kalkstücken in ziemlich gleichem Verhältnis . . . . . 35 *m*
11. Grobe Eruptivbreccien mit zahlreichen Kalkstücken in allen Größen neben eckigen und kantengerundeten Porphyritblöcken . . . . 45 *m*

10. Augitporphyrit (feldspathältig) mit Blockstruktur und manchmal grober Pfeilerbildung. Er liegt fast konkordant auf den Buchensteiner Gesteinen, wenn man auch gelegentlich schwache Durchschneidungen findet. Die Obergrenze ist viel unregelmäßiger und am Pra-Molin-Rücken kann man einen oder zwei Ausläufer in die überlagernden Gesteine beobachten. Die Mächtigkeit ist gegen das Durontal zu größer, sie wechselt zwischen . . . . . zirka 35—50 *m*

9. Knollenkalk, mit dünnen Hornsteinlagen wechsellagernd; manchmal durch den überlagernden Porphyrit aufgebrochen und ohne eine konstante obere Grenze . . . . . 1—3 *m*
8. Stark veränderter und wechselnder Augitporphyrit als dünner Lagergang in Zusammenhang mit Nr. 10 . . . . . 5—8 *m*
7. Stark kieselige Kalke mit Intrusivfetzen . . . . . 6 *m*
6. Fein geschichtete, schieferige Kalke von bituminösem Geruch, die rötlich und braun verwittern und in nächster Nähe des Porphyrits verändert sind. — *Posidonia Wengensis* var. *cycloides* und Pflanzenreste . . . . . 6—7 *m*
5. Braun- und graugebänderte Plattenkalke, die *Daonella Taramellii* usw. enthalten . . . . . 3 *m*
4. Mächtig gebankte Knollenkalke, gelegentlich mit grünem Tuff wechsellagernd und Hornstein führender Kalk . . . . . 0·5 *m*
3. Gruppe von groben Kalkbreccien, durchzogen von dünnen Porphyritadern . . . . . 4—5 *m*
2. Mächtig gebankte, blaßgraue Knollenkalke mit sehr unebener Oberfläche und mit grünen Tuffen wechsellagernd, gelber Hornstein kommt in den oberen Horizonten vor. Fragmente von Ammoniten wurden gefunden . . . . . 12 *m*

Oberer Muschelkalk, Grenzzone.

1. Bituminöser, dunkelgebänderter Kalk, der gegen unten zu in graublauen, dolomitischen Kalk und die oberen geschichteten Lagen von Mendoladolomit übergeht.

Die Gesamtmächtigkeit der Serie der Buchensteiner kalkigen Schichten Nr. 2 bis 9 kann man für ungefähr 35 *m* schätzen. Typische Fossilien wurden in den Horizonten 5 und 6 gefunden, darunter *Daonella Taramellii* und *Posidonia Wengensis* var. *cycloides* Kittl. Das Vorkommen von *D. Taramellii* zeigt, daß diese Horizonte zu den höheren Horizonten der Hauptgruppe der Buchensteiner Schichten gehören.

Die oberen Buchensteiner Horizonte beginnen wahrscheinlich mit Nr. 9 und enthalten die Eruptivfolge samt den Palagonittuffen bis zu Nr. 14, dem hauptsächlichsten Lavastrom. Die Glimmerblättchen, die so beharrlich in den höheren Horizonten im Grödener Gebiet auftreten, fehlen hier vollständig. Das ist ein sehr interessanter Faziesunterschied, da er auf die Entfernung des Fassagebietes von den alten permischen Ländern im N und W hinweist.

Dieses Profil zeigt eine viel mächtigere Entwicklung der Eruptivgesteine als in den Profilen weiter nördlich und nordwestlich gezeigt wurde und gleichzeitig bieten die das Ponsin-Durontal-Profil zusammensetzenden Horizonte eine ziemlich große Ähnlichkeit mit derjenigen im Grödener Gebiet dar.

Ein paar Beispiele für die Laven im Gebiet des Monte Dona mögen auch mineralogisch betrachtet werden.

Der untere Strom von Augitporphyrit (II. Zone) zeigt in Handstücken von Pra Molin und von dem Gestein an der Basis der Eruptivserie in Val Dona eine holokristalline Grundmasse mit reichlich Feldspat und Magnetit in Stangen und Würfeln; als Einsprenglinge meist große, zonar ausgebildete Plagioklase; Augite sind selten, aber gewöhlich frisch und gut ausgebildet; Olivin in ziemlicher Menge, aber fast vollständig in Chlorit und Kalzit verwandelt.

Eine Mandelsteinlava, die mit den Palagonittuffen der III. Zone in der Nähe von Camerloi wechsellagert, zeigt den Feldspat noch im Übergewicht, große Plagioklaskristalle, anscheinend Labradorit, liegen in einer mikrolitischen Grundmasse von Feldspat und Quarz; blaßgrüne Augiteinsprenglinge sind spärlich und dann verändert; Olivin fehlt; die Mandeln sind mit Kalzit ausgefüllt.

Die Mandelsteinlaven der höheren Gruppe (IV. Zone) sind aus mehreren Lavaflüssen zusammengesetzt und die Handstücke zeigen, daß diese beträchtlich wechseln, was das Verhältnis zwischen Feldspat und Augit betrifft.

Der Hauptfluß, der längs des höchsten Monte-Dona-Rückens aufgeschlossen ist, hat sehr wenig Feldspat. Die Grundmasse ist glasig und zeigt Fluxionsstruktur; Augiteinsprenglinge sind reichlich vorhanden, groß und blaßgrün; Olivin ist in ziemlicher Menge vorhanden, aber stark verändert; Feldspat spärlich und in kleinen Einsprenglingen. Das Gestein ist im ganzen stark zerklüftet und sehr zersetzt.

Die höchste Lava der Serie in Val Dona zeigt frische, große Augiteinsprenglinge, viel weniger und ganz zersetzten Plagioklas, Olivin in guten, großen Kristallen, in Kalzit oder Chlorit verwandelt. Die Grundmasse ist hier ein holokristallines Aggregat von Plagioklasleisten mit Magnetit und etwas Chlorit.

In der Nähe des Kontaktes der Dolomit- und der Eruptivfazies am Duronpaß ist Lava sehr reich an Mandeln, die Einsprenglinge sind alle klein, viel Magnetit ist vorhanden und die Grundmasse ist hyalopilitisch.

Gänge an den Abhängen des Monte Dona.

Ein Beispiel der zahlreichen Lagergänge und Gänge von geringer Mächtigkeit, die im unteren Muschelkalk und Mendoladolomit in den Abhängen zwischen dem Monte Ponsin und dem Fassatal vorhanden sind, möge hier beschrieben werden: Grundmasse feinkörnig, dunkel; große und kleine Feldspate (Oligoklase) und die Zwischenräume ausfüllend eine dunkle Masse, vielleicht zersetzter Augit. Einsprenglinge von Oligoklas sind zahlreich, einige hell, andere zersetzt, stark mit Zonen versehen, manchmal in radialen Zwillingen ausgebildet; manchmal haben sie einen hellen Saum. Das Gestein besteht fast nur aus Feldspat (Taf. II, Fig. 10).

Ähnliche Gänge kommen an den Nordostabhängen vom Buffauremassiv vor, aber die mächtige Masse von feldspathaltigem Porphyrit in den unteren Abhängen des Monte Dona zwischen Campitello und Fontanazzo zeigt den andesitischen Charakter des unteren Lagerganges an den gegenüberliegenden Abhängen von Buffaure (Taf. II, Fig. 7).

Eine auffallende Gruppe von Gängen kommt an der Obergrenze des Mendoladolomits am Monte-Dona-Abhang westlich von Campitello vor. Ein Handstück zeigt dunkelgrüne Einsprenglinge in einer aphanitischen Grundmasse mit wenigen kleinen Feldspatleisten. Die Augite ragen infolge der Verwitterung hervor. Die Grundmasse enthält zahlreiche kurze Oligoklasnadeln. Die Zwischenmasse scheint ein entglastes Glas zu sein. Kleine Einsprenglinge von Plagioklas sind vorhanden, anscheinend Labradorit, außer am Rand, wo sie Oligoklas sein dürften. Kleine opake Einschlüsse sind in der Zone unmittelbar innerhalb der hellen, sauren, äußeren Zone vorhanden. Auch ein gelbgrüner, manchmal auch gelber Pyroxen tritt auf.

Die Eruptivzone im Donagebiet und Durontal.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 11.)

Wenn wir die Ponsin-Duron- oder Monte-Dona-Schichtenfolge von Tuffen, Tuffkonglomeraten, Tuffbreccien und Laven mit den schon beschriebenen Profilen aus dem oberen Durontal vergleichen, so erkennen wir, daß sie sehr große Ähnlichkeit mit der Folge von „Auf der Schneid“ und vom Monte Palaccia zeigt. Die Horizonte oberhalb von Nr. 14 gehören fast sicher der Wengener Periode an und erreichen eine Mächtigkeit von über 200 *m*. Die Tuffe in den tieferen Horizonten Nr. 11 bis 13 sind ungefähr 120 *m* mächtig und die Laven 100 *m*. Diese Mächtigkeiten zeigen, daß die Ponsin-Duron-Folge mit derjenigen in der WNW—OSO-Spaltenzone korrespondiert, in welcher die Tuffentladungen ihre maximale Aufhäufung erreicht haben.

Die ursprüngliche Lage der Spalte kann vielleicht in den tieferen Abhängen des Monte Dona zwischen Campitello und Fontanazzo gewesen sein. Der massige Porphyrit, der die Talabhänge an dieser Lokalität erfüllt, ist ein mächtiger Lagergang, der westnordwest-ostsüdöstliche Richtung hat. An seiner Nordseite fallen die Schichten steil gegen ihn ein und ein Saum von seitlichen Lagergängen und Gängen dringt vom Porphyrit aus in verschiedene Horizonte ein. Westlich von Campitello treten auch vertikale Gänge auf. Das Hangende des Lagerganges besteht zum größten Teil aus stark gefalteten Werfener Schichten, die hier und dort durch vertikale Verwerfungen geschnitten werden und in welche Gänge eindringen. Der Südrand wird von einer Verwerfung geschnitten, aber der nächste Abschnitt gegen S zeigt die Hauptentwicklung des gleichaltrigen Kalks und von Porphyritbreccien, die man in der Buchensteiner Serie an den Monte-Dona-Abhängen sehen kann.

Diese Erscheinungen zeigen Bedingungen an, wie sie sich neben einer Eruptivspalte finden, in welcher Lava aufsteigt. Die aufgetürmten Massen von Tuffgesteinen am Monte Ponsin bieten einen weiteren Beweis für die unmittelbare Nachbarschaft der Hauptspalte dar, während die Mächtigkeit sowohl gegen N als auch gegen S hin abnimmt. Die Erscheinungen treten gerade in der gleichen WNW—OSO gerichteten Linie mit dem Mahlknecht- und dem oberen Durongebiet auf. Es ist höchst wahrscheinlich, daß das erste steile Hinabbiegen und die Absenkung des Spaltengebietes bei Pra Molin stattgefunden hat und daß gelegentliche Abbrüche in der Südwand eintraten, die das Spaltengebiet verbreiterten.

Ein zweites massiges Vorkommen von Augitporphyrit des Feldspattypus in der gleichen WNW-OSO-Linie wurde durch den Duronbach in einem tiefen und engen Graben unter der Sofosalpe bloßgelegt. Dieses Vorkommen trägt den Charakter eines oberflächennahen Lagerganges. Er ist von groben Agglomeraten begleitet und trotzdem er den Buchensteiner Horizonten dicht folgt, bildet er oft leichte Diskordanzen mit diesen. Dieser Lavafluß verliert gegen N an Mächtigkeit und da er wahrscheinlich aus den WNW—OSO verlaufenden Spalten im Donagebiet kam, und sich in an der Oberfläche liegenden Horizonten ausbreitete, deutet das darauf hin, daß die Nordwand zu dieser Zeit ziemlich tief lag, innerhalb der Senkungszone.

Anderseits erscheinen im Abschnitt des Monte Dona, südlich vom Durontal, die Vorkommen von Intrusivgesteinen, welche den gleichen mineralogischen Charakter tragen, in der Form von zahlreichen Lagergängen und Gängen, die in tiefere Triashorizonte eindringen, in Mendoladolomit, unteren Muschelkalk und Werfener Schichten. Diese Beziehungen setzen sich gegen S bis zum Faziesrand südlich von Val Dona fort. Das Eindringen von Intrusionen in tiefere Schichten im S als im N zeigt, daß die Südwand der Eruptivspalte im Verhältnis stärker gehoben war als die im N und auch das bestimmt die Lage der ursprünglichen Spaltenzone als annähernd zwischen dem Ponsinrücken und dem Durontal oder Fontanazzo di Sotto und Campitello gelegen (S. 112, Fig. 16). Die Vertikalverschiebung hat vor dem Eindringen des Gangmaterials stattgefunden.

Es gibt noch eine Stelle in den Abhängen des Monte Dona, ungefähr $1^1/_2$ *km* gegen S, wo tatsächlich die Auswürfe von Eruptivgestein heftig gewesen zu sein scheinen und das Material sehr stark grobschlackig ist. Man kann es in der Nähe der Foscatsch(Foscaz)hütten in zirka 1940 *m* am Val-Dona-Weg, westlich von Campestrin sehen. Eine Anzahl von agglomeratischen Gängen dringen in die verschiedenen Triashorizonte der Nachbarschaft ein und auch Lagergänge treten auf.

Wenn man den Weg durch Val Dona aufwärts verfolgt, so sieht man, daß in der Nähe der hochgelegenen Fatorhütten (2130 *m*) merkwürdige Depressionen und unregelmäßige Senkungen vorgekommen sind, während die Gesteine auf dem Rücken sehr stark von Adern durchzogen und zersetzt sind. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß einige Spalten dieses Gebiet durchzogen und nahe der Randzone des oberen Buchensteiner Dolomits im Gebiet von Al Vidoi und dem Duronpaß verliefen.

Die Buchensteiner Kalke und Eruptivfazies im Buffaure-Massiv.

Die petrographischen Variationen in den Lagergängen, Gängen und Oberflächenströmen innerhalb dieses Massivs im O des Fassatales werden später mit einer Anzahl von führenden Typen besprochen werden, welche nach der Beschreibung der Profile folgen sollen.

Grepa-Dui-Profil.

Die Buchensteiner Schichten sind im Buffaure-Massiv ebenso wie am Monte Dona nur bruchstückweise vorhanden. Wo sie vorkommen, zeigen sie große Übereinstimmung mit den verschiedenen Typen, die vom Monte Dona beschrieben werden. Im Buffaure waren die Erschütterungen, die mit den vulkanischen Ausbrüchen verknüpft sind, intensiver und die Mächtigkeit der Eruptivgesteine in den oberen Buchensteiner Horizonten ist viel bedeutender. Das kann man gut an den steilen Abhängen des Monte Grepa und des Sass da Saliceng sehen, die sich gegen den Teil des Tales hinabsenken, in welchem Alba liegt. Der Gipfel des Sass da Saliceng (2532 *m*) ist der höchste im nördlichen oder Grepateil des Massivs.

Die Schichtenfolge kann man leichter am Westabhang des Monte Grepa untersuchen, wo man einen Weg hat, der aus dem Tal zur hochgelegenen Grepaalpe führt. Das beschriebene Profil ist dasjenige, welches man beim Aufstieg von der Brücke unterhalb Fontanazzo über die Duihütten, Ruisate, Vain, den Spiz deso Forcelle bis zum Sass da Saliceng beobachten kann.

Die Deutung, die von der Autorin diesem Profil gegeben wird, unterscheidet sich von den Beschreibungen in der geologischen Literatur des Fassagebietes in zwei wichtigen Punkten; 1. in ihrer Ansicht, daß eine Überschiebungsebene durch die Schichtenfolge eine kurze Strecke unter den Duihütten durchzieht und eine Wiederholung gewisser Glieder der Eruptivserie verursacht und 2. in ihrer Meinung, daß die Augitporphyritmassen (Andesite) in den tieferen Niveaus der Abhänge in die oberen Werfener Schichten und die Mendoladolomithorizonte als Lagergänge eindrangen und jünger als die groben Tuffbreccien der Zone 1 waren.

Schichtenfolge am Monte Grepa, vom Sass da Saliceng (2532 *m*) nach W. Wengener Serie.

37. Feinkörnige, kompakte Lava	Diese Gruppe bildet die turmartigen Gipfelwände des Sass da Saliceng, ungefähr 130 *m* mächtig.
36. Braun- und schwarzgebänderte Tuffe und Tuffschiefer mit Pflanzenresten und *Posidonia Wengensis*	
35. Lava mit grober Blockstruktur	
34. Dünne Lage von schwarzen Aschentuffen	
33. Blauschwarze, grobe, schlackige Tuffe mit kleinen Porphyritbestandteilen, dünngeschichtet	Zirka 120 *m* mächtig. Vergleiche Nr. 5—18 im Poesin-Monte-Dona-Profil.
32. Feine Tuffe mit zahlreichen Exemplaren von *Posidonia Wengensis* und *Aricula globulus*	
31. Dünne Bank von sehr zelliger Lava	
30. Tuffige Kalke mit Pflanzenresten in verkohltem Erhaltungszustand. In diesem Horizont wurden am Nordabhang gute Exemplare von *Daonella Lommeli* gefunden	
29. Lose Tuffbreccien von intensiv blauschwarzer Farbe und sehr schlackig	
28. Feine, graue Asche, $1^1/_2$—2 *m* mächtig	

27. Schwarze, feinkörnige, gut geschichtete Tuffe mit zahlreichen Porphyritbruchstücken von verschiedener Größe; Pflanzenreste kommen in den Tuffbreccien vor; gelegentlich dünne Lagen von schwerer Mandelsteinlava, reich an Eisenoxyden. Frische, gute Handstücke zeigen unter der Lupe kleine Augite, einige Olivine und fast keinen Feldspat in einer dichten, grünlichen Grundmasse. Diese Lava zeigt merkwürdige Wirbelwirkungen in der Fließstruktur . . . . . } Zirka 120 *m* mächtig. Vergleiche Nr. 5—18 im Ponsin-Monte-Dona-Profil

Gruppe der Mandelsteinlaven (IV. Zone).

26. Massige Lavaschichte mit Blockstruktur, die große Augite und kleine Plagioklase enthält; reich an Mandeln und Hohlräumen mit Quarz, Rutil usw.; stark mit rotem Heulandit geädert; gelegentlich sind auch Bruchstücke von Kalk und von anderen Arten von Augitporphyriten und Tuff der Lava einverleibt. Diese Gruppe bildet den unteren Teil der steilen Abhänge zu beiden Seiten der Val-Grepa-Alpe und die Hauptmasse des Col-Vain-Rückens. Mächtigkeit . . . . . zirka 80 *m*

25. Geringmächtige Gruppe von schwarzen Tuffen und Tuffschiefern, gelegentlich mit Pflanzenresten. Sie liegen diskordant auf den Knollenkalken oder streichen gegen sie unter einem größeren Winkel . . . . . 20 *m*

Obere Buchensteiner Serie. Gruppe der Palagonittuffe (III. Zone).

24. Graue Knollenkalke als unterbrochene Einschlüsse, verknüpft mit Tuffen längs der Westseite des Col Pelos, von Porphyrit-Apophysen durchbrochen; von Nr. 23 aus durchbrochen . . . . . 5—6 *m*

23. Augitporphyritlagergang aus hartem, kompaktem, brecciösem Gestein mit großen, gut ausgebildeten Augitkristallen, zahlreichen kleinen Plagioklasen und Olivin; er ist auf frischem Bruch dunkelgrau und verwittert rostrot oder manchmal mit tief violetten Farbentönen. Er bildet die Felsen unter dem Col Pelos . . . . . zirka 40 *m*

22. Lose geschichtete, schwarze Palagonittuffe, die in großen, sphäroidischen Blöcken verwittern. Sie enthalten Augit und reichlich Feldspatkristalle und stehen zwischen Ruisate in einer Höhe von 2000 *m* und dem Punkt 2009 *m* an. Dünne Laven wechsellagern gelegentlich . . . . .

21. Undeutlich geschichteter, grober Tuff und Porphyritagglomerat, in welchem die Augitporphyritbestandteile eckige Bruchstücke von verschiedenen Varietäten sind, gemischt mit dünnen Gruppen eines schwarzen Tuffs . . . . . } zirka 240 *m*

20. Schwarze oder dunkelgrüne, lose geschichtete Palagonittuffe, in manchen Horizonten mit Bombenstruktur, an der Vereinigung zweier Wege bei Fessura in 1920 *m* Höhe gut aufgeschlossen . . . . .

Gruppe der typischen Augitporphyrite (II. Zone) als Lagergänge und Ergüsse.

19. Feinkörnige, grünlichgrau verwitternde Lava mit schwarzen Augiten, Plagioklas, zersetzten Olivinen und Zeoliten . . . .

18. Feine, schwarze Palagonittuffe . . . . . } 75 *m*

17. Dunkler, graugrüner, brecciöser Augitporphyrit mit blaßgrünen Augiten, reichlich Plagioklas und Magnetit . . . . . }

16. Schwarze Tuffe, gut geschichtet, in einigen Horizonten Pflanzenreste enthaltend. Unter den kleinen Bestandteilen sind die gewöhnlichsten Bruchstücke von glasigem und sehr porösem Augitporphyrit. Im Bach ober den Duihütten sind sie gut aufgeschlossen . . . . . 15 *m*

Gruppe der vulkanischen Breccien (I. Zone).

15. Kompakte Tuffbreccien, in welchen die Bestandteile meist dunkle, violett verwitternde Augitporphyrite sind und gelegentlich Kalk in den tieferen Horizonten . . . . . zirka 20 *m*

14. In zirka 1725 *m* Höhe unter den untersten Hütten in Dui feine, kompakte Tuffe, die sehr kleine, eckige Bruchstücke von Kalk und Porphyrit enthalten . . . . . 5 *m*

13. Einige Bänke von Buchensteiner Knollenkalk, reich an gelbem Hornstein und mit Tuff in der Matrix in zirka 1740 *m* Höhe . . . 4·5 *m*

12. Konglomerat aus Tuff und Buchensteiner Kalkbruchstücken, auch vielen von Porphyrit. Die Bestandteile sehen mehr korrodiert als abgenützt oder gerollt aus. Mehrere Fetzen von geschichtetem Knollenkalk treten als größere Stücke im Konglomerat auf. Gegen die Basis zu nimmt das Verhältnis der Kalkstücke sehr rasch ab . . . . . 14 *m*

11. Tuffkonglomerat mit gerundeten Porphyritblöcken, ohne Kalkbestandteile . . . . . 5 *m*

10. Lagergang von Augitporphyrit mit Spuren von Blockstruktur (feldspathaltig) . . . . . 15 *m*

9. Grobe Konglomerate mit Porphyritstücken, faustgroß oder größer und ziemlich gut gerundet. Hier sind auch viele Kalkeinschlüsse vorhanden. Einige flache Bruchstücke aus den Buchensteiner Platten- oder Knollenhorizonten, andere ziemlich große Blöcke von geschichteten Lagen aus diesen Kalken. Die Knollenkalke in den Einschlüssen sind sehr reich an Tuff und Hornstein. Einige von diesen Blöcken sind mehrere Meter lang und ungefähr 1 *m* dick und sie nehmen steil aufgerichtete Lagen ein. Das größte Stück fällt 66° WNW . . . 10 *m*

8. Konglomerat, im unteren Teil aus Bruchstücken von Lava und kleineren Kalkstücken bestehend, die in Tuff eingebettet sind, zusammen mit einer Anzahl von eckigen Stücken von rotem oder grauem Campiler Mergel (Ober-Werfener), einige von diesen sind stark gefaltet. Im oberen Teil sind neben den Porphyritstücken eine Anzahl von großen Blöcken von Buchensteiner Kalk, mehrere Meter lang . 10 *m* (Annähernde Lage der ursprünglichen tieferen Horizonte des obersten Muschelkalks und der Buchensteiner Kalke, die jetzt teilweise als Bestandteile in den Konglomeraten Nr. 8—12 auftreten.)

7. Eine große Masse von Mendolakalk, in welchen ein paar gangähnliche Vorkommen von Konglomerat eingedrungen sind, die aus Kalk und Porphyrit bestehen. Der Kalk scheint allmählich in das Konglomerat überzugehen. Er braust lebhaft mit Salzsäure auf und zeigt keine Tendenz zur Dolomitisierung . . . . . 15 *m* (Schubfläche in zirka 1670 *m* Höhe.)

Störung.

Palagonittuffe (III. Zone).

6. Harte, kompakte Tuffe, unregelmäßig gelagert, die gelegentlich Kalkstücke, aber keinen Porphyrit enthalten. (Für 20 *m* kein Gesteinsaufschluß, der als wirklich anstehend bezeichnet werden könnte, jedoch ist das Geröll weich und deutet auf Tuff hin) . . . . . 25 *m*

Feldspatreiche Augitporphyrite (II. Zone).

5. Grünlichgrauer Augitporphyrit mit großen, schwarzen Augiten und sehr reich an kleinem Feldspat; er scheint den oberen, veränderten Randteil von Nr. 4 zu repräsentieren . . . . . 5 *m*

4. Dunkelgrauer Augitporphyrit, stellenweise mit Blockstruktur und starkem Wechsel im Charakter der verwandten Blöcke. Die Blockstruktur wird im unteren Teil der Masse ausgeprägter, aber dort sind die Blöcke ziemlich gleich in Größe und Aussehen. Dieser massige Augitporphyrit breitet sich von zirka 1505 *m* Höhe bis zu 1615 *m* Höhe aus. An seiner Nordseite ist in zirka 1540 *m* Höhe ein Vorkommen von Tuff, in welches von der Seite her Apophysen eindringen und welches stellenweise in den Porphyrit eingewachsen ist. An der Südseite des massigen Porphyrits erscheint in zirka 1570 *m* eine Säule von grobem Tuff und Porphyritkonglomerat und steigt mit unregelmäßigen, seitlichen Grenzen durch 30—35 *m* durch den Porphyrit in die Höhe. An einer Stelle ist ein kleiner Fetzen von kompaktem, verändertem Tuff zwischen dem Porphyrit und dem Konglomerat vorhanden. Die Veränderung des Konglomerats und die feine Durchäderung vom Porphyrit daneben zeigt, daß das Tuffkonglomerat eine Intrusion ist. Mächtigkeit hier über . . . . . 100 *m*
3. Gutgerundete Gerölle und kleine Blöcke von porphyritischem Gestein von verschiedener Farbe und Aussehen, eingebettet in feinem Eruptivmaterial, ähnlich wie feinkörnige Lava, aber stark verändert . . . . . 8—10 *m*
2. Massiger, gelb verwitternder Augitporphyrit mit stark ausgesprochener Blockstruktur, in welchem die Bestandteile sehr ähnlich aussehen. Ein bedeutender Teil der Blöcke ist konglomeratisch und enthält verschiedene Sorten von Bruchstücken, manchmal auch Tuff . . 20 *m*
1. Am Wege eine Masse von Mendolakalk, mehrere Meter dick aufgebrochen und von Strängen von Augitporphyrit als kleinen Apophysen durchzogen. Einige Teile des Kalkes sind in den Porphyrit einbezogen. Fünf Meter tiefer sind die Kalkschichten weniger gestört, aber sie sehen noch immer sehr brecciös aus . . . . . 12 *m*

Basis: nicht aufgeschlossen, aber sowohl im N als auch im S treten einige Fetzen von unterem Muschelkalk auf.

Wenn wir dieses Profil in großen Zügen im Vergleich zu anderen betrachten, so sehen wir zuerst, daß die unteren Horizonte des Eruptivmaterials und ihre Beziehungen zu den Sedimentärgesteinen in der Basalmasse denjenigen sehr ähnlich sind, die in den gegenüberliegenden Abhängen des Monte Dona auftreten. In beiden ist das tiefste massige Gestein ein Blockporphyrit, welcher Lagergangapophysen in benachbarte Horizonte entsendet. Auch die Bildung von aus Eruptiv- und Kalkgesteinen gemischten Breccien ist ein bedeutungsvoller Zug auf beiden Talseiten. Auf der Buffaureseite erscheint eine geringe Mächtigkeit von Tuff und Porphyritkonglomeraten (Nr. 3) unter dem hauptsächlichsten Lagergang.

Dann erreicht der Blockporphyrit eine bedeutende Mächtigkeit und in seinem Innern tritt ein Tuffrest auf, der anscheinend von ihm aus mit Adern durchzogen wurde und an einer anderen Stelle eine unregelmäßige Folge aus Tuff und Porphyritkonglomerat. Da ähnliche Eruptivgesteine den Blockporphyrit überlagern, ist es die natürliche Schlußfolge, daß diese Tuffgesteine sind, in welche die Intrusion des Blockporphyrits eingedrungen ist und von welchem Teile in den Porphyrit einverleibt wurden, der eine bedeutende Lagergangsmasse repräsentiert. Daraus folgt, daß die älteren Effusionen im Spaltengebiet dem Eindringen der Lagergänge vorausgingen.

Anderseits zeigen die Gesteine der Überschiebungsmasse in den unteren Horizonten unter den Duihütten gewisse Verschiedenheiten. Die Gesteine des oberen Muschelkalks sind von Gängen mit sehr stark konglomeratischem Charakter durchzogen, die keine Beziehungen zu den Schichtflächen haben, und auf diese eingeschalteten Gesteine folgen dann grobe Konglomerate, die aus Tuff, Porphyrit und Kalk gemischt sind und in welchen ein beträchtlicher Teil aus gefaltetem und verändertem Gesteinsmaterial besteht, das zu verschiedenen Horizonten sowohl der tieferen als auch der mittleren Trias gehört. Darauf folgt dann diskordant ein Lagergang von Augitporphyrit (Nr. 10) und dann Tuff- und Porphyritkonglomerate und Tuffe, die fast sicher die gleichen sind wie diejenigen, in welche der reichlichere Lagergang in der Unterschiebungsmasse eindrang. Aber die normale Schichtfolge der unteren vulkanischen Breccien setzt sich in der Überschiebungsmasse fort und erreicht dort eine Mächtigkeit von zirka 60 *m* unter dem Oberflächenerguß des feldspathaltigen Augitporphyrits.

Der Autorin erscheint es ziemlich folgerichtig, daß die Gesteine, die jetzt die Überschiebungs- und die Basalmasse zusammensetzen, ursprünglich in Beziehungen zum gleichen eruptiven Mittelpunkt standen und daß die heftigen Eruptionen die Schichten aufbrachen und enorme Mengen von Tuff und Auswürflingen ausstießen. Diese wurden rasch als die unterste Gruppe von groben Breccien und Konglomeraten abgelagert und dann drangen lokal mehrere Lagergänge in sie ein.

Die Anordnung der Eruptivserie unter den Hauptgruppen, wie sie schon eingereiht wurde (vgl. S. 37), ist sowohl auf das Aussehen als auch auf die Verteilung im Felde und die mikroskopische Untersuchung von Gesteinsstücken begründet. Ein Schliff, der aus dem unteren Lagergang in der Nähe seiner oberen Fläche in 1559 *m* Höhe hergestellt wurde, wurde schon oben beschrieben (S. 38). Der große Reichtum an Feldspat zeigt sich in einer Anzahl von anderen Schliffen, die aus verschiedenen Teilen stammen. Die Oberflächenergüsse, in welchen die Feldspate vorherrschen, wo aber die Grundmasse gewöhnlich hyalopilitisch und reich an Mandeln ist, erscheinen in den Horizonten Nr. 17 und 19 in obigem Profil.

In der nächsten Gruppe, den Palagonittuffen, gibt es ein paar dazwischen gelagerte Laven und diese sind geringmächtig und zersetzt. Aus den Mandelsteinlaven der IV. Zone wurde ein Handstück von Col Vain im Val Grepa schon oben beschrieben (S. 40).

Es besteht ein ausgesprochener Unterschied zwischen der Mächtigkeit von 60 *m* in der Gruppe der älteren vulkanischen Tuffe und Breccien und der von 240 *m*, die die Gruppe der Palagonittuffe und der gemischten Breccien erreicht, welche sich nach dem Ausfluß des Feldspatandesits anhäuften. Es ist klar, daß die Periode der stärksten eruptiven Tätigkeit mit den Palagonittuffen zusammenfiel, der Periode, innerhalb welcher sich noch immer in einigen Teilen von Buffaure die oberen Buchensteiner Kalke bildeten.

Dann folgten die mandelreichen Ergüsse von sehr augitreicher Lava und diese repräsentieren die Hauptmächtigkeit der Lava in Val Grepa und überhaupt im Buffauremassiv.

Die ganze übrige Schichtenfolge über dieser Gruppe, von Nr. 27 bis 37, im Grepaprofil dürfte zur Wengener Periode gehören. Ihre Mächtigkeit beträgt nicht weniger als 250 *m* und man kann sie daher mit der Mächtigkeit der Gruppe der Palagonittuffe vergleichen. Die Laven, die innerhalb der Gruppe auftreten, sind geringmächtig und wechseln in ihrer Zusammensetzung.

Die feinkörnige, kompakte Lava (Nr. 37) im Gipfelrücken besteht fast ganz aus Plagioklas (albitisiert), spärlichem, grünem Augit und einer hyalopilitischen Grundmasse mit Magnetit. Eine andere, Nr. 31, etwas tiefer zwischen den Tuffen, ist sehr reich an Mandeln, die Grundmasse ist glasig, reich an Magnetit; blaßgrüne Augite sind die zahlreichsten Einsprenglinge, oft mit Einschlüssen aus der Grundmasse, die Plagioklase sind albitisiert.

Die Tuffe sind in der Wengener Stufe gewöhnlich schwarz; sie können grobschlackig sein; aber die größte Mächtigkeit erreichen Tuffbreccien und Tuff- und Kalkbreccien von feinem Korn, in welchen die Minerale oft fein gebändert sind. In diesen findet man Bruchstücke von hyalopilitischem Porphyrit mit Feldspatkristallen, Feldspat- und Augitkristallen, die durch eine chloritische Masse verkittet sind und frische Feldspate und Augite in Kontakt mit albitisierten Lavastücken. Einige Lagen von besonders feiner Asche sind dazwischen eingelagert.

Die Gesamtmächtigkeit der Eruptiva in der Überschiebungsmasse beträgt im Grepaprofil ungefähr 800 *m*. Am Monte Dona ist die Gesamtmächtigkeit ungefähr 460 *m*. Die Wengener Eruptiva sind am Monte Dona fast ebenso mächtig als am Monte Grepa; man kann den kleinen Unterschied leicht durch die stärkere Erosion der höchsten Schichtenglieder der Schichtenfolge am Monte Ponsin im Vergleich mit dem Sass da Saliceng verstehen. Der Hauptunterschied zwischen der Schichtenfolge am Monte Grepa und derjenigen am Monte Dona liegt in der geringeren Mächtigkeit der oberen Buchensteiner Tuffe, Tuffbreccien und Laven im Monte-Dona-Gebiet.

Die Pallua- oder Albaciaterrasse. Das Auftreten von Buchensteiner Kalken.

Das nächste Gebiet an der Westseite des Buffaure-Massivs mit guten Aufschlüssen, das leicht zu erreichen ist, ist dasjenige der Drio le Palle-Schlucht und die Terrasse oberhalb von Pallua,[1] 1 *km* gegen SSO. Die Brücke über den Torrento Avisio überschreitet man in der Nähe von Campestrin, in zirka 1365 *m* Höhe und zwei oder drei Fußwege führen von verschiedenen Seiten zu den Wiesen auf der Terrasse.

Wenn man den Fußweg an der Nordseite des Abhanges emporsteigt, so sieht man obere Werfener Schichten und unteren Muschelkalk von ungefähr 40 *m* Mächtigkeit anstehen und dann folgt der Lagergang von Augitporphyrit, der mit leichter Diskordanz über verschiedene Horizonte dieser Schichten hinübergreift. Hier findet man keine Ausbildung einer Kontaktbreccie. Die Schichten fallen 22° gegen SO.

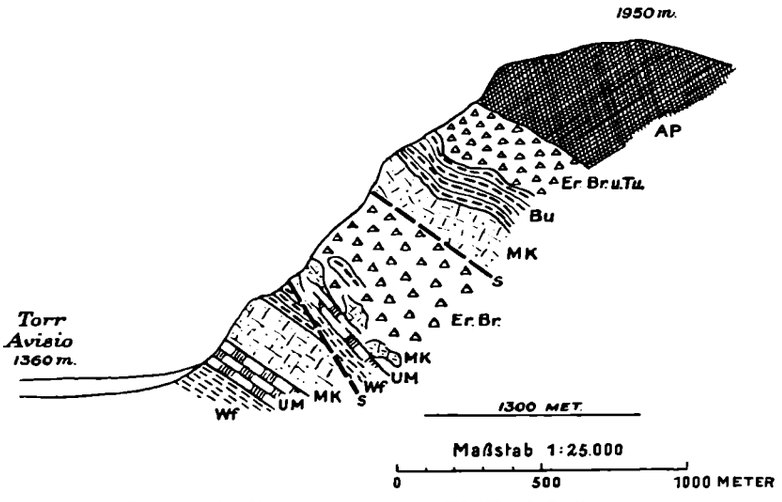


Fig. 12. Profil oberhalb Pallua—W.-Wand Buffaure.

Das Gestein des Lagerganges ist ein sehr feldspatreicher Andesit (Augitporphyrit) und enthält große, schwarze Augite; es ist massig, von sich durchschneidenden Klüften durchzogen und in seinem unteren Teil grobkörnig. In zirka 1480 *m* Höhe zeigt der Porphyrit Blockstruktur mit zahlreichen Einschlüssen von verwandter Zusammensetzung. In 1500 *m* Höhe sind Kalkbruchstücke eingeschlossen und in 1550 *m* Höhe tritt Kalk auf.[1]) Der Porphyrit setzt sich in einem Graben im N als Gang fort und entsendet kleine Apophysen in den Kalk.

Dort, wo der Weg den ersten Sockel der Terrasse in zirka 1580 *m* Höhe erreicht, folgt auf den Mendoladolomit diskordant und nur in kleinen Fetzen erhalten ein grobes, agglomeratisches Gestein, voll von eckigen Bruchstücken aus Werfener und unteren Muschelkalkhorizonten und Porphyritabarten. Es scheint eine grobe, sedimentäre Breccie zu sein, die vielleicht in einer Senkungszone in der Nähe eines rasch abgetragenen Teiles von gehobenen Gesteinen angehäuft wurde. Die Breccie transgrediert auf den Grenzzone- und Buchensteiner Gesteinen, und gegen die Wand im O folgen dann darüber Breccien von weniger grobem Charakter und mit mehr Kalkbruchstücken, dann Lagen von Buchensteiner Kalk und aus Kalk und Porphyrit gemischte Breccien oder Tuffbreccien. Die groben Breccien sind hier denjenigen ähnlich, die lokal in den obersten Horizonten oder der Grenzschichte des oberen Muschelkalks im Ciamp de Pinöi und den Nordhängen des Langkofels auftreten. Sie weisen auf triassische Störungen und Transgressionen hin.

Etwas weiter im N folgt auf der Terrasse normal auf den Mendolakalk eine Gruppe von dünngeschichteten, blaugrauen und gebänderten, bituminösen Kalken der Grenzzone mit ziemlich großen Bruchstücken von Crinoidenstengeln und Echinodermenresten. Diese obersten Horizonte des alpinen Muschelkalks sind nur lokal erhalten und sie fallen wie auch einige unterbrochene Lagen von Buchensteiner Hornsteinkalken diskordant unter die soeben beschriebenen Breccien auf der Terrasse ein. Diese triassische Störungszone ist von späteren Bewegungen betroffen worden.

[1] In der Karte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins ist die Höhe dieser Terrasse, die „Albacia" genannt ist, mit 1649 *m* angegeben. Das ist ein Irrtum, es soll 1549 *m* heißen. Die Eruptivbreccien auf der Terrasse sind in der geologischen Karte bei dem kleinen Maßstab nicht klar von den Palagonittuffen getrennt gehalten. Die Palagonittuff-Farbe ist auch leider nördlich der Drio le Palle Schlucht auf den Mendolakalk über die Störung überdruckt worden.

Die gleiche Schichtenfolge ist auf Grund einer Überschiebung an den steilen, bewaldeten Hängen unmittelbar südlich und östlich von der Terrasse aufgeschlossen. Die Gruppe enthält eine normale Entwicklung von typischen, blaßgrauen Knollenkalken mit großen gelben Hornsteinkonkretionen, mit grünen Tuffen wechsellagernd, und geht nach oben zu in einige Lagen von kalkigen Konglomeraten über. Dünne Lagergänge von Augitporphyrit und Lagergang- und Gangbreccien dringen in sie ein.

Auf die Buchensteiner Kalke folgen Eruptivbreccien und Tuffe. Letztere sind 40 *m* feinkörnige, ungeschichtete, weiche Palagonittuffe, sehr gleichmäßig in der Entwicklung und ohne größere Einschlüsse. Sie sind schwarz oder grünlichschwarz und außergewöhnlich bröckelig und sind den schwarzen oder dunkelgrünen Palagonittuffen mit sphäroidaler Verwitterung, welche in zirka 1800 *m* Höhe in der Nähe von Fessura im Duiprofil vorkommen, äußerst ähnlich. Das Streichen der ganzen Gruppe ist nord-südlich und das Fallen zirka 27 ° W.

Wir haben also hier eine Gruppe von gut erhaltenen Buchensteiner Hornsteinknollenkalken, die in den höheren Lagen mit Konglomeraten und Tuffen wechsellagern, vor uns. Diese höheren Lagen dürften als ein Teil der oberen Buchensteiner Horizonte angesehen werden.

Die Schlucht von Drio le Palle und die Laven von Ciamol.

Die Buchensteiner Serie der Albaciaterrasse ist dann von der Schubfläche am Westhang des Massivs geschnitten. Wenn man die Schubfläche nach N verfolgt, so findet man die besten Aufschlüsse in der Schlucht von Drio le Palle. Diese sollen erst im tektonischen Teil dieser Arbeit beschrieben werden (vgl. S. 258), aber es soll hier festgestellt werden, daß in der Unterschiebungs- oder Basalmasse die verschiedenen Horizonte der Buchensteiner Schichtenfolge vorhanden sind, wenn auch mehr gestört als in der Terrasse von Albacia. Die Kontaktverhältnisse hier mit den vielen feinen Gängen gehören zu den allerschönsten im Buffaure-Massiv (Taf. XV, Fig. 60).

Die Überschiebungsmasse in der Schlucht zeigt massige Bänke von Kalkkonglomerat über dem Mendolakalk, untermischt mit vulkanischen Breccien und sich verästelnde, dünne Gänge und Lagergänge von zersetzter Lava. Innerhalb dieser grobgeschichteten Masse kann man viele Linsen und Einschlüsse entweder als zur Grenzzone des alpinen oberen Muschelkalks gehörig oder als Buchensteiner Knollen- oder Kieselkalke mit Hornstein erkennen, und einige der oberen Lagen verlaufen für beträchtliche Strecken im Zusammenhang.

Die vorangehende Beschreibung läßt das Vorhandensein der Buchensteiner Kalkserie in diesem Teil von Buffaure erkennen. Es ist bis jetzt behauptet und in der Literatur allgemein angenommen worden, daß die Knollen- und Plattenkalkfazies der Buchensteiner Schichten in diesem Gebiet nicht entwickelt ist und daß die Gesteine dieses Alters entweder durch Mendolakalk, Marmolatakalk oder die Tuffazies repräsentiert sind. Sogar die verhältnismäßig junge Arbeit des verstorbenen Professors Walter Penck betonte die Abwesenheit von Buchensteiner Hornstein führenden Kalken im Buffaure-Massiv mit zwei kleinen Ausnahmen (am Sumelabach im S und am Ciampaz im O). Er schrieb in bezug auf diese Westseite des Massivs: „Am ganzen Abhang von Buffaure gegen das Avisiotal (Fassatal) scheinen die Buchensteiner Schichten zu fehlen“ (l. c. 1912, S. 31).

Wenn man das ursprüngliche Vorhandensein oder Fehlen der Buchensteiner Schichten erwägt, so muß man — nebst dem direkten Beweis, der durch die normale Schichtenfolge bei Albacia in der Überschiebungsmasse gegeben ist — auch den beträchtlichen Resten von zusammenhängenden Buchensteiner Schichten Rechnung tragen, die in der überschobenen Masse inmitten der Konglomerate und Tuffe über dem Mendolakalk in der Schlucht von Drio le Palle vorhanden sind.

Über den Konglomeraten und Tuffbreccien zeigt die Schichtenfolge der Eruptivgesteine im Graben von Drio le Palle eine sehr ähnliche Entwicklung wie im Val Grepa. Auf das Lager von sehr feldspatreichem Porphyrit folgt die Palagonittuffgruppe, hier wahrscheinlich in ihrer mächtigsten Entwicklung, die einen breiten, hufeisenförmigen Rücken von überragender Höhe bildet, von dessen kleinen Bächen aus der Drio le Palle seinen Ursprung nimmt. Die Mandelsteinlaven vom Ciamol- und Col-Vain-Typus bilden die höchsten Gesteine in diesem Teil, einschließlich des Bel-Col-Gipfels, und auf ihrer nach O abfallenden Schichtenfläche ist noch ein kleiner Fetzen der Wengener Tuffe vorhanden.

Die untersten Laven der Mandelsteingruppe sind die Fortsetzung des Ciamol-Typus (vgl. S. 40), und insofern, als sie eine beträchtliche Menge von Feldspat enthalten, bilden sie in ihrem mineralogischen Charakter einen Übergang zwischen dem Lager von Feldspatporphyrit unter den Palagonittuffen und den augitreicheren Laven, welche die Hauptmächtigkeit der oberen Gruppe ausmachen. Diese unteren Ergüsse sind reich an Zeolithen, und der hohe Kamm des hufeisenförmigen Rückens über Drio le Palle ist eine der besten Fundstellen dafür gewesen.

Ein interessanter Schliff durch ein bei Ciamol selber am Nordhang des Rückens in 2080 *m* Höhe gesammeltes Stück, der von Dr. John Evans untersucht wurde, soll hier beschrieben werden.

„Die Grundmasse ist dunkel, mit wenigen, kleinen Leisten von basischem Oligoklas, wie auch von stärker basischem Oligoklas. Als Einsprenglinge sind Labradorit oder Bytownit in zwei Größen und blaßgrüner Augit vorhanden. Es findet sich hier eine merkwürdige Einsprenglingsgruppe von Plagioklas, bei dem die einzelnen Teile, die sie aufbauen, radial angeordnet sind, ähnlich wie die Speichen eines Rades. Nahe dem Rand finden sich dunkle Einschlüsse, anscheinend aus einem basischen Glas. Sonderbare Gruppen von kleinen Augiten und Labradoriten. Wahrscheinlich eine Lava.“

Mikroskopische Schliffe von zwei Gängen in dieser Schlucht sind auf Taf. II, Fig. 11 und Fig. 12 dargestellt.

Der normale Typus der höheren Niveaus wurde schon früher an einem Handstück vom Bel Col aus 2242 *m* Höhe beschrieben (vgl. S. 40). Ein Handstück, das aus 2284 *m* Höhe stammt, möge zum Vergleich hier beschrieben werden. Es zeigt eine dunkle und körnige Grundmasse mit zahlreichen Oligoklasleisten und blaßgrünen und grünlichbraunen Flecken, die aus Glas bestehen können, vielleicht mit etwas Epidot. Als Einsprenglinge reichliche, grüne Augite, Labradorit und kleinere Kristalle von Magnetit. In Gruppen angeordnete Einsprenglinge sind nicht vorhanden. In vielen Handstücken, in welchen Hohlräume auftreten, sind die Ausfüllungen meistens Plagioklas, Heulandit und ein dunkelgrünes, körniges Material, das ähnlich wie Glaukonit aussieht.

Die Faziesgrenze an den Abhängen des Col de Mesdi.

(Westseite des Buffauremassivs.)

Im nächsten Teil des Buffauremassivs gegen S, bekannt als Col de Mesdi, ist die Schichtenfolge weniger gestört als an den Pallua- und Albaciaabhängen, zeigt aber besonders in den Werfener und unteren Muschelkalkschichten der unteren oder Basalmasse ein System von wohl ausgebildeten Falten, deren Achsen zwischen N 25° O und N 35° O variieren. Die Schichten zeigen auch in diesen unteren Horizonten eine steile Niederbiegung gegen das Tal unter einem Winkel von 55—70° gegen WNW, während im oberen Teil der Abhänge die Schichten sanft gegen den Berg hin einfallen, d. h. gegen OSO.

Zweifellos ist diese Bogenflexur die Fortsetzung der steilen Flexur unterhalb der überschobenen Masse in der Schlucht von Drio le Palle, aber dank dem größeren Fortschritt der Erosion sind hier die Mitte und der Westflügel des Bogens in den oberen Werfener und unteren Muschelkalkhorizonten aufgeschlossen.

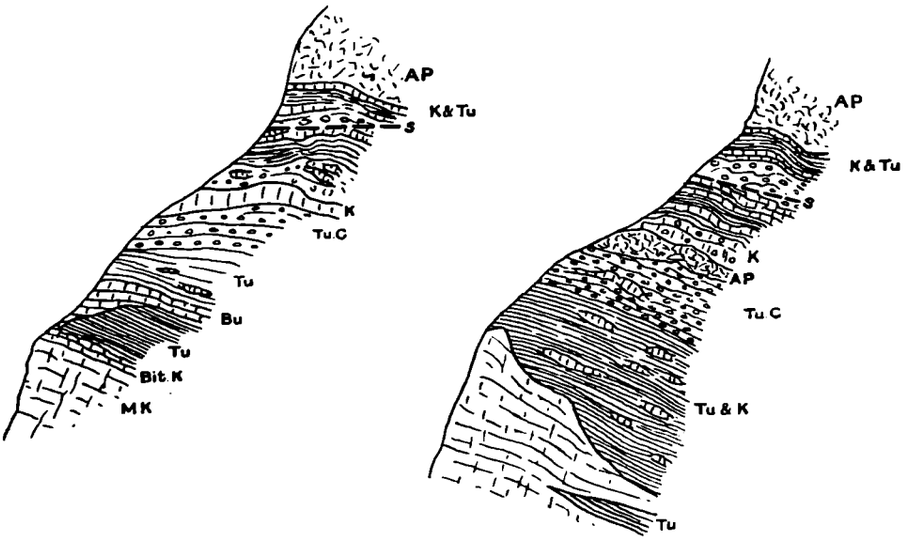


Fig. 13a und b. Die Faziesgrenze am Col de Mesdi (Westseite Buffaure). *MK* = Mendolakalk, *Bit. K* = Bit.-Kalk, *Tu* = Tuffe, *Bu* = Buchensteiner Kieselknollenkalk, *Tu C* = Tuffkonglomerat, *K* = helle Kalkbank, *S* = Schubfläche, *L* = Lagergang, *AP* = Augitporphyrit.

Ein dünner Lagergang ist in den unteren Muschelkalkhorizonten vorhanden, wo er eine Anzahl von Streifen und Blöcken der Schichtengruppe einschließt, in welche er eingedrungen ist. Seine Basis liegt diskordant, unter einem kleinen Winkel von etwa 10—15°, auf den oberen Werfener Mergeln, die gewöhnlich die Gruppe von roten mergeligen Konglomeraten unterlagern, welche zum unteren Muschelkalk gehören. Fetzen der Konglomerate sind unter den vom Eruptivgang eingeschlossenen Gesteinsfragmenten vorhanden. Der obere Rand dieses Lagerganges grenzt an Mendolakalk und zeigt gleichfalls eine schwache Diskordanz. Eine Lagergangbreccie von verschiedener Dicke kommt vor; der Kalk ist am Kontakt verändert und Apophysen breiten sich im Kalk aus.

Dieser Lagergang oder diese Gruppe von Gangfasern ist wahrscheinlich die Fortsetzung des Lagerganges unterhalb der Duihütten, welcher, wie es scheint, hier in einen emporgehobenen Abschnitt eingetreten und in die tieferen Horizonte der Südwand der Hauptspalte eingedrungen ist.

Wenn diese Deutung richtig ist, so bekommen wir eine ziemlich bestimmte Lokalisierung für die Ursprungsspalte, da ja die Nordwand am Monte Dona bei Campitello festgestellt wurde, daher der Hauptlagergang auf beiden Seiten des Tales liegt und die Südwand unter Pallua beginnt.

Der Mendolakalk ist ungleich dick, bedingt durch den größeren oder kleineren Grad des Eindringens von Porphyrit. Er ist im Maximum über 60 *m* mächtig und nimmt gegen das Innere des Berges derart ab, daß man sieht, daß die Gangvorläufer von dieser Seite eingetreten sind.

Die höheren Lagen des Mendolakalks werden konglomeratisch und zeigen bisweilen dünn gebankte Echinodermenkalke, stark zerrissen und zerspalten. Die nächsten Lagen sind Buchensteiner Knollenkieselkalke, dick gebankt und nach oben in dünner gebankte mit vielen gelben Hornsteinkonkretionen übergehend. Sowohl *Daonella* als auch Ammonitenfragmente wurden hier gefunden.

Diese massive Entwicklung von Kalken keilt an der Südostseite mit steil geneigter Diskordanz gegen braune Tuffe aus, welche der Zone I angehörig sind und eine dünnschichtige Lagerung mit gelegentlichen Zwischenlagen von feinen Tuffbreccien zeigen. Sie reichen nach oben beträchtlich über das Niveau der Kalkmauer hinaus und erreichen eine Dicke von etwa 40 *m*.

Figur 13 zeigt Buchensteiner Knollenkalk, welcher von seiner normalen Lage in der Kalkwand sich gegen das Eruptivgebiet in eine Lage inmitten der Tuffe fortsetzt. Letztere sind unregelmäßig gegen den Kalk aufgeschichtet.

Die feinen Tuffe sind diskordant unter kleinem Winkel durch einen Lagergang von Blockporphyrit oder von Tuffporphyrkonglomerat abgeschnitten, dessen Kontaktoberfläche sehr gut poliert ist. Das Hangende des Ganges besteht aus den groben, recht intensiv gefärbten Tuffkonglomeraten, welche eckige oder gerundete Fragmente von Porphyrit und Kalk in etwa gleichem Verhältnis und meist von geringer Größe enthalten. Die Einschlüsse sind lose zementiert durch graue tuffige Mergel, und die Serie ist unregelmäßig geschichtet. Das Liegende dieser Gruppe nahe dem Lagergang zeigt Veränderungen und Druckwirkung. Lange streifenförmige Stücke von Buchensteiner Knollenkalken und grünen Tuffen sind in diesen Breccien enthalten, welche zweifellos durch Zerreißen der Buchensteiner Schichten während der eruptiven Tätigkeit gebildet wurden. Die Reihenfolge der Schichten von oben nach unten ist die folgende:

7. Feine Tuffbreccie und Kalkgerölle (sedimentiert) . . . . . zirka 4 bis 5 *m*

6. Augitporphyrite mit Blockstruktur oder Tuffporphyrkongolmerat von wechselnder Dicke. Scheint eine Bewegungsfläche anzudeuten . . . . . zirka 2 bis 5 *m*

5. Feine braune Tuffe und plattige Schiefer, nur durch zwei dünne Breccienlager unterbrochen, die aus Tuff und Porphyritfragmenten bestehen . . . . . zirka 35 bis 40 *m*

4. Buchensteiner Kieselkalke mit gelben Hornsteinkonkretionen, welche an der äußeren oder Westseite des Abhanges in eine massige Kalkentwicklung übergehen, an der inneren oder Ostseite jedoch diskordant an feinen Tuffen abschneiden, welche fast horizontal dem Kalk angelagert sind. Die Mächtigkeit der Kontaktgruppe beträgt . . . . . zirka 8 bis 10 *m*

3. Kieselige Knollen- oder Plattenkalke unter dem Niveau der benachbarten Kalke und Tuffe von Nr. 4 . . . . . zirka 12 *m*

2. Dick gebankte oder dunkel gebänderte Kalke, die höchsten Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks repräsentierend, nach unten in Mendolakalk übergehend . . . . . zirka 25 *m*

1. Augitporphyrit-Lagergänge und Kontaktanhäufungen aus Kalk und Porphyrit bestehend, in situ gebildet durch reichliche Gang- und Adernivasion, hauptsächlich von Mendolakalk.

An der Basis niedriger Aufschluß von Mendolagestein.

Etwas weiter südlich in dem langen Bachbett, das in nordwestlicher Richtung vom Col de Mesdi ins Tal hinabzieht, sind die oberen Horizonte des Kalks Nr. 4 an der rechten Seite in 1740 *m* Höhe vorhanden und sind hier an einer Fläche aufgeschlossen, welche unter einem Winkel von 70° gegen NNO einfällt. Eine kleine Vertikalverwerfung parallel zum Bachbett verschiebt den Aufschluß an der linken oder Südseite nach unten. Die Neigung der Fläche ist hier wohl erhalten und zeigt das Eindringen der Tuffe von NNO in einer Schichtengruppe, die WNW—OSO streicht. Die Tuffe enthalten zahlreiche kleine und große Einschlüsse von Kalk, einige mit einem Durchmesser bis zu 3 *m*. Diese Blöcke zeigen oft Harnischflächen in verschiedenen Richtungen, wie wenn sie sich in einer Bewegungsfläche befunden hätten, bevor sie in den Tuffen eingeschlossen wurden. Sie werden in den nächsten Lagen seltener und die Tuffbreccien nehmen einen gleichförmigen Charakter an.

Rechts etwas oberhalb des Bachbettes ist die tatsächliche Kontaktfläche der Tuffe und Kalke aufgeschlossen und zeigt keine Harnischfläche oder Krustenpressung. Der Kalk ist an der Kontaktstelle leicht verändert, grau und kristallinisch.

In einem höheren Teile des Abhanges ist die Kontaktfläche nicht mehr als 45° geneigt.

In einer Höhe von 1740 *m* befindet sich links eine Masse von großen und unregelmäßigen Fragmenten von sandigem Kalk und grauen Schiefern. Der Kalk hat einen stark bituminösen Geruch und enthält kleine schwarze Hornsteine. Das sind zweifellos fragmentierte Horizonte von oberhalb der Mendolakalke.

Der nächste Teil der Abhänge gegen S heißt „Boresc". Eine dünne Ader von Augitporphyrit dringt in die unteren Muschelkalkhorizonte und Mendolahorizonte in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung ein. Sie markiert ein leichtes Absinken des Gesteins im S wie an der Verwerfung in der tiefen Schlucht. Auch hier ist das Gestein gestört und zertrümmert und zeigt geglättete Oberflächen. Das allgemeine Einfallen ist mit steiler Flexur westlich, bedeutet also die Basalplatte der Deformation.

In 1860 *m* Höhe, nur ein kurzes Stück unter der hohen Porphyritwand, ist eine blockähnliche Masse von dickgebanktem, grauweißem Kalk, begleitet von braunen Tuffen, vorhanden. Der Kalk zeigt kleine Hornsteinkonkretionen, enthält Evinospongiaknollen und entspricht wahrscheinlich den oberen Buchensteiner Schichten der Marmolatakalkfazies. Darunter sind Tuffe und Tuffbreccien bei 1840 *m* Höhe, und sie scheinen konkordant unter dem Kalk auszustreichen mit beinahe N-S-Streichen und etwa 35° W-Fallen.

Etwas tiefer und mehr südwestlich findet sich in 1740 *m* Höhe ein massiver grauer Kalk, anscheinend Mendolakalk, gekrönt von dünngeschichteten Schichten, die nach O einfallen. Er ruht auf einer blaßgrauen oder weißen dolomitischen Rauhwacke. In 1650 *m* Höhe liegen eine Menge Blöcke von Buchensteiner Knollenkalk mit gelbem Hornstein verstreut, und darunter ist wieder weißer kristallinischer Dolomit. Von 1600 *m* abwärts ist das anstehende Gestein die Schichtenreihe der unteren dolomitischen und mergeligen Kalke und die groben roten und grauen Konglomerate des unteren Muschelkalks.

Die normale Schichtenfolge wird hier von der Verfasserin folgendermaßen gedeutet:

Im Hangenden: Augitporphyrit (feldspatreicher Andesit) der hohen Wand.

7. Tufföse Schiefer und feine grünliche oder braue Tuffbreccien.

6. Braune Tuffe mit verkohlten Resten von Pflanzenstengeln und Blättern.

5. Tuffbreccien mit zahlreichen mehr oder weniger gerundeten Einschlüssen von Kalk.

4. Dickgebankte Kalke, manchmal bläulichgrau oder weiß, wie Marmolatakalk aussehend, in verschiedenen Horizonten mit Knollenkalk wechsellagernd, welcher gelbe Konkretionen enthält, und nach unten zu in grobkörnigen Knollenkalk mit Hornsteinen übergehend.

3. Tuffbreccien. Die Einschlüsse sind eckig oder beinahe eckig, meist aus Buchensteiner Kalk, aber auch aus verschiedenen Arten von Porphyriten; einige größere Blöcke sind darunter.

2. Dünngeschichtete bituminöse Kalke, nach unten zu in typische Mendolakalke übergehend.

1. Untere Muschelkalkschichtenfolge von dolomitischer Rauhwacke und kristallinem, dolomitischem Kalk, nach unten zu in rote Mergel und feine Konglomerate übergehend.

An der Basis: obere Werfener Schichten.

Der Augitporphyrit (Andesit) zeigt im Dünnschliff eine feinkörnige, stark feldspathaltige Grundmasse von lattenförmigen Kristallen, anscheinend Oligoklas. Dazwischen ist eine sehr kleine Zahl von dunkelkörnigem Material, manchmal in kurzen Nadeln. Manchmal ist auch ein kleiner Magnetit oder Pyrit in viereckigen Kristallen vorhanden. Fremde Einschlüsse: meist basischer Plagioklas, oft in mehr oder weniger kugeligen Aggregaten; auch kleine blasse Augitkristalle, zum Unterschied von den hellgrünen Augiten, die für diese Region so typisch sind.

Nach den Beobachtungen über das Streichen und Fallen scheint die ganze Schichtenfolge während der späteren Deformationsperioden in die Form einer liegenden Falte gebogen, gegen W überkippt, ausgewalzt und von Schubflächen durchsetzt worden zu sein.

Es war notwendig, auf die hauptsächlichsten Faltungs- und Überschiebungsdeformationen auf dieser Westseite von Buffaure einzugehen, um gewisse Unterschiede in der Deutung, welche in dieser Arbeit geboten wird, von den Ansichten, welche vom verstorbenen Professor Walther Penck[1] ausgesprochen wurden, zu erklären. Dieser Autor beschrieb die Natur dieser vulkanischen Breccien sehr klar, aber er führte alle die hier auftretenden Komplikationen auf die gleichzeitigen Wirkungen vulkanischer Ausbrüche und Zertrümmerungen zurück, während nach der Ansicht der Verfasserin dieser Arbeit auch spätere Deformationen berücksichtigt werden müssen.

Penck beschrieb die vulkanischen Effekte auf dieser Seite mit folgenden Worten: „In der Höhe des oberen Randes von Mendeldolomit aber, wo wir also bei normaler Lagerung etwa Buchensteiner Schichten antreffen sollten, legen sich an die Sedimente die geschichteten Kalkmelaphyrbreccien (zirka 1700 *m*). Als Kerne treten in ihnen beträchtlich große Kalkschollen auf, die sich in verschiedenartigster Stellung befinden. Gefaltet, überstürzt, zertrümmert, zu einem Haufwerk einzelner Stücke zerrüttet, sind diese Kalke (Mendeldolomit und Plattenkalke aus dem höchsten anisischen Niveau) von gleichmäßig groben Brocken der hellen Breccie umgeben. Staunenerregend ist dies Zeugnis blinder Zerstörungskraft!“ (l. c. 1912, S. 40). . . . .

„So vereinigen sich alle Beobachtungen im Fassatal von Pozza bis Fontanazza zu einem einheitlichen Ergebnis: es ist auf der ganzen, über 5 *km* langen Strecke der Westrand einer ungeheuren Eruptionsspalte aufgeschlossen“ (l. c., S. 56). Diese Spalte war nach Professor W. Penck ungefähr von gleicher Richtung wie das Fassatal; er hat sie „Sumelaspalte“ genannt.

Soweit es den bemerkenswerten Zustand der Zertrümmerung betrifft, zu welcher die Sedimentgesteine lokal reduziert sind, bringen die Beobachtungen der Verfasserin dieser Arbeit volle Zustimmung. Wenn die Verfasserin Professor Pencks Deutung richtig verstanden hat, so nimmt er an, daß die Zertrümmerung in der Wand einer fast N—S gerichteten Spalte aufgetreten ist, in welcher das Magma bis zur Mündung aufstieg und an der Oberfläche über Mendolahorizonte sich ausgoß. Er sagt ausdrücklich, daß Buchensteiner Schichten in jeder Form in diesem Teile fehlen, daß er aber nicht damit meint, es wäre hier eine Lücke in der Schichtenfolge: er brachte ihr Fehlen mit den Lavaergüssen und den aufgelösten Kalkschollen und Breccien, ihrer Zerreibung und Entfernung während der Fortdauer der eruptiven Tätigkeit in Zusammenhang. Tatsächlich sind jedoch die Buchensteiner Kalke, wie oben angegeben, in wohlausgebildeten Schichtenfolgen in einigen Teilen der westlichen oder Fassaabhänge des Buffauremassivs vorhanden; ihre Faziesgrenze gegen die Tuffe kann verfolgt werden.

Zur Beurteilung der Zeit des Ausfließens finden sich Anzeichen auf beiden Seiten des Fassatales in den in die höchsten Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks und innerhalb der Buchensteiner Schichten eingeschalteten Gängen. Anderseits beweist auch die Anwesenheit der Kalkfazies, daß beträchtliche Ruhezeiten zwischen den Eruptionen lagen.

Die Frage der N—S Richtung der Spalte wird bequemer im tektonischen Teil dieser Arbeit diskutiert werden, da nach der Auffassung der Verfasserin nur das Gestein der unter der Überschiebung liegenden Masse oder Basalplatte in der Westwand als in wahrer ursprünglicher Lage angesehen werden kann, und sogar diese ist gegen SW verschoben worden. Die Hauptmächtigkeit der Gesteine ist hier durch Überschiebungsbewegungen ungleichmäßig verschoben worden.

Z. B. liegen die bemerkenswerten Breccien, die von Penck im Bachbett der Drio le Palleschlucht beschrieben worden sind, in der Verschiebungsmasse nahe ihrer Basis und sind nicht an ihrem ursprünglichen Entstehungsort.

Im westnordwestlichen Teil von Buffaure ist die Übereinstimmung in der Verteilung und dem Charakter der Gangfüllungen und in der Eruptivfolge so groß mit diesen Erscheinungen am Monte Dona, daß diese Tatsache für einen ursprünglichen Zusammenhang zwischen der Eruptivspalte in diesem Teil von Buffaure und der Spalte, welche in WNW-OSO-Richtung verläuft, spricht und in der vorausgegangenen Beschreibung von der Seiser Alpe und Mahlknecht bis Monte Dona verfolgt wurde.

[1] Prof. Walther Penck, Literaturliste, l. c. S. 50, S. 62 Fußnote.

Das hauptsächlichste stratigraphische Interesse an dem Vorkommen der Buchensteiner Schichten an den Abhängen des Col de Mesdi liegt im massigeren Charakter, der sich in den oberen Buchensteiner Knollenkalken ausprägt. Es hat sich hier eine Übergangsfazies ausgebildet, welche von den uneben gebankten Kalken, vergesellschaftet mit grünen Tuffen und Konglomeraten, im nördlichen und nordwestlichen Gebiet ausgeht und sich der blaugrauen und mehr kristallinischen Fazies des Marmolatakalks im östlichen und südlichen Gebiet nähert. Es besteht in dieser Beziehung eine Übereinstimmung mit einem ähnlichen Fazieswechsel, welcher an den Fontanazzo- und Campitelloabhängen des Monte Dona und im Bereich des Rodellagipfels zu beobachten ist.

Es ist bemerkenswert, daß hier auch der untere Muschelkalk seinen lithologischen Charakter ändert. Die Konglomerate sind feiner, die Mergel dünner und die Pflanzenschiefer und die oolithischen und Krinoidenkalke machen einer mächtigen Serie von dolomitischem Kalk Platz. Wir haben daher in diesen beiden Horizonten Ablagerungen, die mehr unter den Bedingungen des offenen Meeres gebildet wurden im Vergleich zu den wechselnden litoralen Bedingungen im N und NW.

Buchensteiner Schichten von Doy de Sora und Fontanive.

Der nächste Teil des Buffauremassivs gegen S ist derjenige, welcher die Mendolakalkgesteine des Doy de Sot und Doy de Sora unter den eruptiven Serien von Su Cêne und des Sass de Perdafec enthält. Das geologische Interesse ist hier hauptsächlich ein tektonisches. Die Buchensteiner Schichten treten an den Abhängen unter der Porphyritwand auf und haben in vielem den gleichen Charakter wie diejenigen, welche von den Abhängen des Col de Mesdi beschrieben wurden.

Auf dem Doy de Sora stehen in der Überschiebungsmasse in einer Höhe von 1740 *m* auf einer Abhangsterrasse hinter dem Gipfel 1699 *m* blaßgraue Buchensteiner Kalke mit uneben gebankter Oberfläche an, welche gelbe Konkretionen und feine Hornsteinadern enthalten. Sie fallen gegen ONO, drehen sich aber etwas weiter im W mit einer sehr sanften Flexur nach WNW. Der Kalk wird durch etwa 8 *m* von feinen Tuffen konkordant überlagert, dann folgt etwa 6—7 *m* dicke Lava und dann wieder feine Tuffe, welche die hohe Porphyritwand unterlagern.

Unter dem Kalk sind in etwa 1700 *m* Höhe Breccien von Kalk und kleinen Fragmenten von Porphyrit in Tuff eingebettet. In 1600 *m* Höhe werden diese viel gröber und enthalten größere Kalkfragmente. Viele der eingeschlossenen Fragmente bestehen aus Knollenkalk mit Hornstein. Die groben Breccien liegen auf verschieden dickem Echinodermenkalk und Plattenkalk, welcher nach unten zu in Mendolakalk übergeht. Diese Breccien, welche hier die untersten Ausbrüche vertreten, gehören zur Zone I (vgl. S. 37).

Das folgende Profil der Buchensteiner Schichten stammt von den Abhängen südlich des Doy de Sora, vom westlichen Su-Cêne-Rücken in der Überschiebungsmasse.

Im Hangenden: Mandelsteinlaven vom Sass de Perdafecgipfel mit einer Basis in etwa 2120 *m*. Diese repräsentieren den Horizont IV in der Eruptivserie der Karte.

Zone III: Gruppe der Palagonittuffe (obere Buchensteiner Schichten) = Nr. 10—11.

11. Feine dunkelbraune Palagonittuffe abwechselnd mit feinen Tuffbrecien und dünnen Lavabänken, gut geschichtet, aber nur in zufälligen Rutschstellen und Bachrissen aufgeschlossen . . . . . zirka 140 *m*

10. Gröbere Tuffbreccien von grüner Farbe, welche vom Vorhandensein von zahllosen kleinen Kalkteilchen herrührt; gut geschichtet . . . . . zirka 60 *m*

Zone II. Gruppe des typischen Augitporphyrits (feldspatreichen Andesits) = Nr. 9.

9. Augitporphyrit mit Blockstruktur, einen Steilabfall bildend, dessen Basis in etwa 1800 *m* liegt . . . . . zirka 80 *m*

Zone I: Gruppe der vulkanischen Breccien = Nr. 6—8.

8. Grobe Tuffanhäufung, welche große Fragmente von Porphyrit und Kalk enthält und diskordant auf lichtgrauem, kristallinem Kalk liegt, mit unebenen Oberflächen und poröser Rauhwackenstruktur nahe den obersten Lagen. Sie ist mit feinen Adern und verzweigten Gängen von verändert porphyritischer Natur durchsetzt. Maximale Mächtigkeit . . . . . 35 *m*

7. Feine Tuffe und Schiefer mit Pflanzenüberresten, nach unten in feine Breccien und Konglomerate mit kleinen Kalkeinschlüssen übergehend (nach S zu gut aufgeschlossen) . . . . . zirka 12 *m*

6. Blaßgrauer oberer Buchensteiner Kalk mit Knollenkalk, der Hornstein enthält, wechsellagernd mit dünnen Lagen von braunem Tuff; bildet kleine Felsen, unterbrochen von Adern und Gangverästelungen . . . . . zirka 10 *m*

5. Ein System von Augitporhyritgängen und Adern, welches große Einschlüsse von Buchensteiner Kalk und Tuff-Fetzen enthält, schneidet den unterlagernden Kalkstein diskordant ab und entsendet Apophysen nach oben (in der Karte nicht separat ausgeschieden) . . . zirka 25 *m*

4. Weißer, kristalliner Kalk in 1710 *m* Höhe, mit Knollen- und Kieselkalk wechsellagernd . . . . . zirka 20 *m*

3. Ein Gang von Augitporphyrit von massiger Struktur; er entsendet Lagergänge in das benachbarte Gestein und bildet beim Kontakt mit Kalk ein Agglomerat von Porphyrit und Kalk. Die Einschlüsse bestehen hauptsächlich aus Knollenkalk mit Hornsteinkonkretionen (repräsentiert einen Teil der Buchensteiner Schichten) . . . . . zirka 12—15 *m*

2. Buchensteiner Kalk. Platten- und Knollenkalk als gestörte Schichtenfolge . . . . . 6 *m*

Tuffbreccien mit porphyritischen und Buchensteiner Kalkfragmenten; viele von diesen haben grüne Tufflagen zwischen dem Knollenkalk. Die tuffige Grundmasse der Breccie ist weich und bröcklig.

1. Ein Lagergang von sehr feldspatreichem Porphyrit mit Blockstruktur, viele Einschlüsse von dunkelgebändertem oberen Muschelkalk und auch einige ziemlich große Bruchstücke von Mendolakalk enthaltend.

An der Basis: Mendolakalk mit lokal eingeschobenen kleinen Lagergängen.

Der weiße kristalline Kalk sowohl in Nr. 4 als auch in Nr. 3 des obigen Profils ist wahrscheinlich Marmolatakalk, er hat aber noch Zwischenlagen von typischen Buchensteiner Knollenkalken, welche gelbe Konkretionen enthalten und kann als Übergang aufgefaßt werden. Er ist deshalb in der Karte nicht von den Buchensteiner Schichten getrennt ausgeschieden, welche auch zwischen den Tuffen und Laven eingekeilt liegen.

Der nächste Abschnitt gegen S ist bekannt als der Col de Fontanive. Dort sind die Gesteine der Schubmasse sehr stark aufgerichtet. Die eruptiven Breccien der Zone I liegen darin diskordant auf unteren Muschelkalkschichten oder abgelösten Fragmenten von Kalkgesteinen, unter welchen gestörte Werfener Schichten anstehen (Taf. VII. Fig. 25, 26).

In der unterschobenen Masse liegen sie auf Mendolakalk oder Horizonten der oberen Muschelkalkgrenzzone und Buchensteiner Knollenkalk, wobei diese jüngeren Horizonte gegen den südlichen Teil des Fontanivegebietes zutage treten. Die Nichtübereinstimmungen der Eruptivgesteine deuten hier darauf hin, daß sie in verschiedene Schichtenstufen nächst der Spalte an ihrem Südrand eindrangen. Zahlreiche Lagergänge und Adern durchbrechen die Schichten, zu den feldspathaltigen Porphyritvarietäten gehörend. Einer der bemerkenswertesten ist ein vertikaler Gang, welcher durch Mendolakalk an dem Wasserfall des Fontanivebaches in etwa 1600 *m* Höhe mit nordsüdlicher Richtung verläuft.

Die Schichtengruppe, welche damit verknüpft ist, und der Gang selbst schneiden im S gegen auffallendes Kalkgestein von ungewöhnlichem Aussehen ab. Der Verwerfung zunächst findet sich kristalliner, grauer, dolomitischer Kalk in einer Mächtigkeit von etwa 3 *m* und von stark bituminösem Geruch, gefolgt von einer porösen Rauhwacke, auch bituminös. Das sind wahrscheinlich Horizonte der obersten Muschelkalkgrenzzone. Dann folgt die Hauptmasse des Gesteins, welches aus gutgeschichtetem grauem, sandigem, manchmal etwas dolomitischem Kalk und Kalkbreccien besteht. Dünne Zwischenlagen von grünlichen Tuffen oder kleine Fetzen davon sind gelegentlich vorhanden. Diese Entwicklung scheint eine interessante Fazies der Buchensteiner Schichten zu repräsentieren, welche einen Teil der etwas höheren Südwand in nächster Nähe der Spalte aufgebaut hat.

Ihre gegenwärtige merkwürdige tiefe Lage als eine ganz getrennte fremde Scholle unterhalb der Mendelkalkwand und neben unterem Muschelkalk und Werfener Schichten kann nur aus den späteren Dislokationen erklärt werden. Gleich auf die Mendelkalkwand folgt doch die gemischte Eruptivfazies der Buchensteiner Schichten. Die tiefe Buchensteiner Scholle wäre wahrscheinlich als der Kern in einer nach W überkippten und gebrochenen Falte zu erklären, die sich in der unterschobenen Platte entwickelt hat. Immerhin treffen hier die zwei Fazies sehr eng zusammen (S. 234).

Ein Beispiel eines der Hauptlagergänge im Fontanivegebiet soll mineralogisch beschrieben werden. Es zeigt unter dem Mikroskop zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklasfeldspat, in braunen Albit und Chlorit umgewandelt, außer im äußeren sauren Ring, der dieselbe Zusammensetzung hat wie die Feldspate in der Grundmasse, und nicht angegriffen wurde. Die Grundmasse ist panidiomorph mit Magnetitwürfeln in großer Häufigkeit. Olivin ist gelegentlich als große Einsprenglinge, aber vollständig verändert, vorhanden. Augit ist nicht sichtbar, doch ist er vielleicht vorhanden.

Ein Vorkommen von der Fontaniveschlucht zeigt, daß Augit, wenn auch selten, vorhanden und in Chlorit und Kalzit umgewandelt ist; Olivin ziemlich zahlreich, Feldspat wie im anderen Schliff und die panidiomorphe Grundmasse. Kleine Mandeln mit ringförmigen Füllungen von Chalzedon, Kalzit und Chlorit.

Eruptivbreccien des Col de Pisol.

Ungefähr halbwegs zwischen der Fontaniveschlucht und dem Sumelatal, im Süden liegt Col de Pisol.

In der Schubmasse durchbricht etwas unterhalb des Col in einer Höhe von 1625 *m* ein Augitporphyritgang von ungefähr 20 *m* Breite die unteren Trias- und Mendolahorizonte und breitet sich als Lagergang hauptsächlich in den Mendolahorizonten aus. Er entsendet Apophysen in blaugraue kristalline Kalke und Buchensteiner Knollenkalke, welche in etwa 1650 *m* Höhe vorkommen. Der Weg von dieser Höhe führt bis etwa 1780 *m* über die unterste Gruppe von Eruptivbreccien und Tuffen, und diese schneiden am Augitporphyrit ab, welcher durch sie emporsteigt, um die massigen Felsen von Toal longo zu bilden.

Da der Col de Pisol das am leichtesten erreichbare Gebiet im SW des Massivs ist, folgt unten eine detaillierte Beschreibung der Schichtenfolge, wie man sie auf dem Abstieg vom Ponton de Sass antrifft. Die Gesteine gehören zur Überschiebungsmasse und sind zu einer Serie von sanften Bogenflexuren mit NNW-SSO-Streichen gefaltet und von kleinen Verwerfungen zerbrochen.

Im Hangenden: Augitporphyrit des Ponton de Sass und Fourjala (Zone II).

Zone I: Gruppe der vulkanischen Breccien.

11. Grobe Tuffbreccien mit dazwischengelagerten Tuffen. Die Breccien zeigen kugelige Verwitterung und enthalten viele zersetzte Minerale (rötliche Feldspate, blaßgrüne Augite und Olivine).

10. Feine Tuffe und Tuffbreccien von olivgrüner und gelblichgrüner Farbe, gutgeschichtet, manchmal mit „falscher Schichtung". Streichen WNW—OSO, Fallen 12° NNO.

Die einzelnen Lagen sind folgende:

Feine, gelb verwitternde Tuffbreccien	28 *cm*
Olivgrün gebänderte Tuffe	12 *cm*
Gelbe und braune gebänderte Tuffe	12 *cm*
Dunkelbraune Tuffe	16 *cm*
Grünlichgelbe tuffige Schiefer	12 *cm*
Dunkelbranne Tuffe	14 *cm*
Tuffe und Tuffbreccien, nicht gut aufgeschlossen, etwa	1 *m* 30 *cm*

9. Tuffbreccien voll von kleinen Kalkbruchstücken und mit einer großen Anzahl von kleinen Augitkristallen.

8. Eine gering mächtige Lage von kristallinem, blaßgrauem Kalk, in die Tuffe eingeschaltet.

7. Grobe „Tuff- und Kalk"breccien, eine zerrüttete Serie von Kalk repräsentierend, welche zertrümmert wurden und in welche Tuffe eindrangen, mit Säumen von Porphyritadern. Die Bruchstücke sind fast alle vom Buchensteiner Typus, Knollen- und Kieselkalke, viele mit Hornstein, einige davon 60 *cm* lang.

6. Dichte Lagergangmasse von Augitporphyrit mit Kalkeinschlüssen.

5. Dünngeschichteter Knollenkalk mit Hornstein, mit eingeschalteten Porphyritadern, auf blaugrauem, dickgebanktem, kristallinem Kalk liegend; der Kalk wird diskordant von einer dichten Lagergangmasse von Augitporphyrit mit Kalkeinschlüssen geschnitten, welche in Plattenkalk übergeht oder darauf liegt. Die ganze Gruppe stellt ein isoliertes Fragment von 8—10 *m* Mächtigkeit dar, welches von einem vertikalen Augitporphyritgang im O geschnitten wird und von kleinen, sich verzweigenden Porphyritadern und Gängen im Innern durchzogen ist.

Kleine Verwerfung.

4. Grünliche und braune Tuffe und feine Tuffbreccien, nach unten in gröbere Tuffbreccien übergehend. Dies ist eine Wiederholung der obenstehenden Nr. 9 und 10, welche an einer kleinen Verwerfung, welche durch die Falten zieht, abgesenkt sind.

3. Augitporphyritlagergang mit Blockstruktur.

Kleine Verwerfung.

Haupt-Buchensteiner Serie:

2. Steil aufgerichteter kristalliner Kalk und Kieselbänderkalk lassen sich als ein deutliches Band nach N und S verfolgen.

1. Lagergänge von Augitporphyrit mit Blockstruktur, viele Einschlüsse von Knollenkalk mit Hornsteinkonkretionen und oberen Muschelkalk enthaltend. Kleinere Apophysen sind in zusammenhängende Gruppen des Knollenkalks eingeschoben und erzeugen mit ihm eine Anhäufung von Porphyrit und Kalk. Kalzitische Adern sind gut entwickelt.

Im Liegenden: Zertrümmerter oberer Muschelkalk, diskordant auf einem Agglomeratgang liegend, welcher Bruchstücke von Mendolakalk und unterem Muschelkalk enthält und von einem N—S verlaufenden Gang von Augitporphyrit durchzogen ist, der mit der Col-de-Pisol Intrusion in Verbindung ist.

In den Ausfüllungen der Adern und Lagergänge und dem Charakter der gemischten Breccien in den höheren Horizonten zeigt dieses Profil die Nähe einer Zone von vulkanischer Tätigkeit, Krustenzerreißungen und Instabilität an. Die unterbrochene Lagerung des geschichteten oberen Muschelkalks der „Grenzzone" auf Breccien, welche große und kleine Bruchstücke von Mendola- und unteren Muschelkalkgesteinen enthalten, bestätigt ähnliche Beobachtungen beim Col de Pisol und Fontanive. Sie zeigen, daß während der Ausbrüche die Gesteine in der Nähe der Südwand der Spalte wiederholt durch Krustenbewegungen aufgebrochen und hinweggerissen wurden und häufige Umlagerungen stattfanden.

Nicht weiter als einen Steinwurf gegen S ist in der unterschobenen Masse eine guterhaltene Schichtenfolge von Buchensteiner Kalk am rechten Ufer in dem Einschnitt des Sumelatales aufgeschlossen, u. zw. folgende:

Gestein im Hangenden: Augitporphyrit (mikr. Beschreibung S. 38, feldspatreicher Andesit).

6. Schubmassen von grauweißem, kristallinem Kalk, dessen Basis bei ungefähr 1590 *m* Höhe liegt, diskordant auf Buchensteiner Knollenkalk liegend.

Schubebene.

Hauptserie der Buchensteiner Schichten.

5. Gutgeschichteter sandiger Knollenkalk, reich an Hornstein und mit Zwischenlagen von grünem Tuff und sandigen Schiefern. Der Tuff tritt sowohl in linsenförmigen Flecken als auch in dünnen Lagen auf.

4. Stark basischer Lagergang von Augitporphyrit, welcher Apophysen in den darüberliegenden Kalk entsendet: Breccienbildung ist sowohl an der oberen als auch an der unteren Kontaktebene vorhanden.

3. Plattenkalke mit reichlichem gelbem Hornstein, mit dickgebankten, massiger aussehenden Knollenkalken wechsellagernd.

Obere Muschelkalkgrenzschichten.

2. Gebänderte und plattige bituminöse Kalke von dunklerer Farbe.

1. Graublauer, gutgeschichteter Kalk mit Durchschnitten von Krinoidenstielgliedern.

Im Liegenden: Mendolakalk.

Dieses Profil zeigt die Buchensteiner und obersten Muschelkalkhorizonte in normaler Lage in der unterschobenen Masse, auf Mendolakalk aufliegend.

Allgemeine Schlüsse, welche die Vorkommen der Buchensteiner Schichten an der Westwand von Buffaure betreffen.

Die oben beschriebenen Serien von Details in den Vorkommen der Buchensteiner Schichten an den Westabhängen des Buffaure-Massivs, welche sich zum Fassatal hinabziehen, bieten den unstrittigen Beweis, daß die typischen Buchensteiner Hornstein führenden Knollenkalke und Plattenkalke in diesem Gebiet abgelagert wurden. Da aber deren Horizonte an der Oberfläche der Erdkruste zu einer Zeit gebildet wurden, als die mitteltriassischen Krustenbewegungen im Fassagebiet bereits im Zunehmen waren, sind sie viel mehr zerbrochen und zerrissen als die unteren Gesteinshorizonte und viel leichter mit dem Gesteinsmaterial sowohl der gleichzeitigen als auch der nachfolgenden Eruptionen vermischt worden.

Sie sind in den Teilen der Erdkruste, die in der Nachbarschaft der Eruptivspalten lagen, mehr oder minder erhalten geblieben, in der aktiven Eruptionszone und am Rand wurden sie jedoch in die Laven und Tuffe als unzählige Bruchstücke aller Größen einbezogen. Im Randgebiet gibt es verschiedene Diskordanzen zwischen den Tuffbreccien und der älteren geschichteten Gesteinsfolge.

Diese Diskordanzen liegen unter verschiedenen Winkeln und sind regelmäßig viel zu plötzlich, um im gewöhnlichen Sinn der Gleichzeitigkeit den Übergang einer Fazies in eine andere repräsentieren zu können. Sie bieten den Beweis für Differenzialbewegungen im Sinne von Absenkungen am Spaltenrand.

Die Kalke, welche heute noch an den Westabhängen von Buffaure im Kontakt mit den eruptiven Tuffen und Breccien vorhanden sind, sind von verschiedenem Alter; sie enthalten sowohl Muschelkalkhorizonte als auch Buchensteiner Kalke. Die Tuffe und Breccien scheinen während der Absenkung des Eruptivgebietes gegen die Kalkgesteine der Erhebungszone aufgehäuft worden zu sein und rasch dicke Gesteinsteile bedeckt und versenkt zu haben, welche von Zeit zu Zeit vom Randwall abbrachen.

Die Beziehungen der Schichten und der lokalen Vorkommen von groben Breccien längs der Faziesgrenze sind, einige wenige Stellen ausgenommen, so unregelmäßig, daß sie ein wiederholtes Abbröckeln und Abbrechen der Nachbargesteine zugleich mit lokalen Einstürzen andeuten, wahrscheinlich bei jedem frischen Stoß der Krustenbewegung oder jeder Ausbruchstätigkeit der vulkanischen Explosionskräfte.

Der Diskordanzwinkel an den Abhängen des Col de Mesdi zwischen den Tuffen und dem alpinen oberen Muschelkalk und Buchensteiner Kalk beträgt gewöhnlich 50—70° und deutet auf das Vorhandensein einer gleichzeitigen Verwerfung an der Faziesgrenze hin.

Dagegen breiten sich die Breccien manchmal fast horizontal aus wie in der Terrasse von Doy de Sora, wo sie unter einem sehr kleinen Winkel über den Kalk transgredieren. Diese sind aber Tuffe höherer Serien, welche auf den angesammelten älteren vulkanischen Gesteinen abgelagert wurden, nachdem die letzteren in der Nachbarschaft der Kalkfelsen ein hohes Niveau erreicht hatten. Zwei Prozesse gingen im Grenzgebiet vor sich, nämlich das Abbrechen der Kalke dort, wo er am meisten gestört wurde und wo von der Seite der Spalte aus Massen in ihn eindrangen, und das Anhäufen von vulkanischen Massen. So bildete sich ein unregelmäßiges Gesims aus, auf welchem in fortgeschrittenen Perioden die Tuffe eine kurze Strecke außerhalb der Spaltenregion vordringen und sich über die Kalke in dem Teil nahe der Spalte legen und sich mit ihnen in einem entfernteren Teil vermischen konnten.

Diese Vorgänge werden klarer zu verstehen sein, wenn der Südteil von Buffaure beschrieben sein wird. Das unmittelbare Resultat der Untersuchung der Westwand besteht darin, daß es möglich war, die genaue Lage des Kontakts, der Tuffe oder Laven in der eruptiven Folge und in ihren Beziehungen zur randlichen Kalkfazies zu bestimmen. Es zeigt sich, daß einige von den älteren Eruptivbreccien diskordant auf verschiedenen Horizonten von unterem Muschelkalk bis Buchensteiner Knollenkalken liegen und mit den höheren Buchensteiner Schichten wechsellagern oder große Massen von jedem der Horizonte, auf welchen sie liegen, einschließen. Die eingeschlossenen Massen und Bruchstücke weisen öfters scharfe Falten und Fältelungen auf, die sich nicht in dem Eruptivmaterial fortsetzen, sondern durch dieses abgeschnitten worden sind.

Man kann beobachten, daß alle diese Horizonte in einigen Teilen der Westwand gefaltet, zerbrochen und stark gestört wurden zugleich mit unteren Triashorizonten vor dem Eindringen mächtigerer Lagergänge und Vertikalgänge. Die jüngeren Tuffbreccien und Tuffe, welche auf den gestörten Gesteinen liegen, sind von sehr großer Mächtigkeit und schließen Palagonittuffe in der gleichen Faziesentwicklung ein, wie sie vom Durontal, Frötschbach und anderen Gebieten beschrieben wurden.

Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß das Auftreten intensiver und weitverbreiteter vulkanischer Tätigkeit nach der Ablagerung der Hauptgruppe der Buchensteiner Kalke stattfand. Das bedeutet, daß es in der Zeit mit den oberen Buchensteiner Schichten zusammenfällt, welche von der Verfasserin dieser Arbeit als eine gut feststellbare stratigraphische Zone sowohl in den Schichtenfolgen im Fassatal als auch in den verschiedenen Teilen des Grödener Gebietes im N erkannt wurde.

Ein wichtiger Unterschied in der Eruptivfolge an den gegenüberliegenden Seiten des Fassatales wurde durch die Detailaufnahme der Westabhänge von Buffaure festgestellt. Es ist auf der Buffaureseite das Auftreten einer mächtigen älteren Gruppe von groben vulkanischen Breccien, Konglomeraten und Tuffbreccien mit massigen Einschlüssen von Sedimentgesteinen, während sie auf der Monte-Dona-Seite nur in geringem Maßstab oberhalb Fontanazzo vorhanden ist; ferner das Vorhandensein von Fetzen dieser älteren Breccien im Nordwestteil von Buffaure als Einschlüsse in den Lagergängen von Feldspatandesit, welche anscheinend der Porphyritmasse im S von Campitello an der Monte-Dona-Seite entsprechen. Das zeigt den heftigeren Beginn intensiver eruptiver Tätigkeit in Buffaure.

Die Buchensteiner und Eruptivgesteine im S von Buffaure und gleichzeitige Verwerfungen.

(Taf. VI, Fig. 20; Taf. VIII, Fig. 29, 30.)

Der interessanteste Zug in den Südwänden des Buffaure-Massivs ist das Vorhandensein einer massigen Entwicklung von Marmolatakalk, welcher die Felsen von Mairins und Le Sabie zusammensetzt. Die Felsen steigen aus dem Nicolotal von 1520 *m* auf 1600 *m* an und erreichen Höhen von 2050 *m* bis 2170 *m*. Die Palagonittuffe der Buffaure-Alpe liegen auf der Höhe der Felsen und bilden ein sehr hübsches hochgelegenes Weidegebiet. Gegen O hin keilt das Gestein aus und bei Mezza Selva zeigen die Abhänge und das Tal keine Spur mehr von Marmolatakalk.

Dieses südliche Band des Massivs ist ungefähr 3½ *km* breit in der Ostwestrichtung und liegt auf dem östlichen schrägen Abhang des überschobenen Segments der Westseite. Die Felsen des Col Sabie und Mairins werden durch eine tiefe Schlucht, Buffauretal genannt, getrennt, und den gleichen Namen hat leider auch die weite Depression im W des Col de Sabie, zwischen ihm und den Toallongo- und den unteren Sumela-Abhängen.

Der Kalk des Col de Sabie und Mairins ist typischer Marmolatakalk, von sehr weißem und kristallinem Aussehen, an vielen Stellen von Evinospongiaklumpen erfüllt, deren Ursprung zweifelhaft ist (vgl. Heft 2, S. 81).

Bei Cigolon, einer kleinen Kuppe westlich vom Col Sabie, liegt ein Augitporphyrit von sehr feldspatreichem Charakter, in 1960 *m* Höhe auf dem Marmolatakalk, und kleine Gangverzweigungen dringen in den Kalk nahe dem Kontakt ein.

In Handstücken ist dieser Porphyrit ein feinkörniges rötliches Gestein, sehr reich an Einsprenglingen. Unter dem Mikroskop zeigt ein Schliff große zerstreute Einsprenglinge von Augit, zahlreiche Plagioklaskristalle mit Zonarstruktur, welche die Hauptmasse aller Einsprenglinge ausmachen, von allen Größen, sowie die Hauptmikrolithen in der Grund-

masse, Olivine in Rautenform, spärlich verteilt und verändert; die Grundmasse ist ein schwarzes Glas mit Plagioklasmikrolithen, hyalopilitisch; Mandeln sind klein, manchmal mit wurmförmigen Chloriten.

Dieses Gestein repräsentiert den Oberflächenstrom (Zone II), welcher mit den sehr feldspatreichen Lagergängen, welche an den Westabhängen von Buffaure so vorherrschen, korrespondiert, und ist ein Teil der Hauptplatte in den tieferen Schichten der Schubmasse in Buffaure. Es hat hier über den Kalk übergegriffen, während es im Sumelagebiet auf den unteren vulkanischen Breccien liegt.

Dann folgen kompakte Palagonittuffe, welche längs glatter horizontaler und vertikaler Risse verwittern. Diese gehen nach oben in Tuffbreccien über, welche Bruchstücke von Porphyrit und Kalk enthalten und an der Kuppe durchzogen sind von einem unregelmäßigen Lagergang von dunklen, rötlichen Augitporphyriten mit großen, braun verwitternden Augiten, welche meist lose umherliegen, und sehr reich an lattenförmigen Plagioklaskristallen. Dies scheint eine Varietät des sehr feldspatreichen Gesteines an der Basis zu sein.

Diese drei Gruppen von Eruptivgesteinen liegen diskordant auf dem Kalk und die ganze Gruppe ist mit dem Kalk zusammen in fast ostwestlicher Richtung gebogen mit einem steilen Südfallen von ungefähr 50° am Südabhang und einem sehr sanften Nordfallen.

Die Palagonittuffe unterhalb der Tuffbreccien sind gleich östlich vom Cigolon größtenteils abgerutscht, man sieht sie aber wieder südlich vom Gran Pian anstehen. Fragmente von feldspathaltigem Porphyrit stehen etwa 30 *m* nördlich der Ecke der Terrasse von Marmolatakalk an. Der Porphyrit ist der gleiche wie am Cigolon. Er ist reich an Feldspateinsprenglingen und scheint große Augitkristalle enthalten zu haben, welche jetzt zersetzt oder herausgefallen sind; die Grundmasse verwittert dunkelgrünlich und enthält zahlreiche kleine Feldspate. Einige Augitendigungen sind flach, statt schief. Große Kalkblöcke sind in diesen Gesteinen enthalten, und dünne Fasern davon durchdringen die Kalkeinschlüsse.

Dann folgen dunkelrote oder violett verwitternde Aschentuffe mit Lapilli, deren unmittelbarer Kontakt mit dem Marmolatakalk zu beobachten ist. In der Nähe des Kalks wird ihre Farbe blaßgrau. Bei einer kleinen Quelle am Westabhang unter den ersten Hütten ist die Kontaktfläche gegen den Kalk aufgeschlossen und steht im großen ganzen vertikal. Dann breiten sie sich südlich über den Kalk weiter unter einem kleineren Winkel und auf einer sehr unebenen Oberfläche aus.

Der nächste Horizont ist grober „Bombentuff" oder lose Tuffagglomerate mit großen und kleinen, unregelmäßig verstreuten Einschlüssen, einige davon kalkig, die meisten aber von verschiedenen Augitporphyritarten. Einige Lagen bestehen aus feinen Fragmenten mit Pflanzenspuren. Dieser Tuff verbreitet sich diskordant über die rauh entwickelten Schichtenflächen in den feineren Tuffen und zeigt nur unregelmäßige und wechselnde Andeutungen von Schichtung. In der Nähe seines Kontakts mit dem Marmolatakalk enthält das Agglomerat mehr Kalkeinschlüsse; einige große Blöcke sind etwa 1 *m* lang und $^1/_2$ *m* dick. In seinen oberen Horizonten sind die Einschlüsse kleiner und das Agglomerat im ganzen weniger grob.

Sein Kontakt gegen den Marmolatakalk ist fast vertikal. Die oben beschriebenen Beobachtungen deuten auf das Vorhandensein einer gleichzeitigen Verwerfung hin, welche das Spaltenband im Verhältnis zu den Kalkgesteinen gesenkt hatte und längs welcher die Bedingungen rapid wechselten.

Das Tuffagglomerat wird von feinkörnigen, grauen, erdigen Tuffen überlagert, welche gutgeschichtet sind, im allgemeinen NW-SO-Streichen zeigen und sanft nach SO fallen. Sie schließen spärliche, verstreute kleine Augitporphyritgerölle ein und sind pisolitisch. Höher oben gehen sie in Palagonittuffe mit ausgesprochen kugeliger Verwitterung über Diese Tuffe bestehen aus ziemlich groben Körnern von vulkanischer Entstehungsweise und sind von einer ziemlichen Menge von später entstandenem Gangmaterial durchdrungen; sie enthalten bräunlichgrüne Augitkristalle, einige Spuren von Feldspat und Bruchstücke basischer Gesteine und von Kalk. Die größten dieser Kalkeinschlüsse dürften $^1/_3$ *m* lang sein, sind aber selten.

Lange Sprünge haben die Tuffe parallel zu dem gebogenen Felswall gespalten, welcher sich über das Buffauretal erhebt. Diese zeigen, daß die Felswand heutzutage Stück für Stück abbröckelt, und warum das Buffauretal so von abgestürzten Felsmassen verlegt ist.

Die tieferen Horizonte der Palagonittuffe liegen diskordant auf dem Tuffagglomerat, die nächsten Horizonte greifen über das Agglomerat über und liegen unter einem kleinen Winkel diskordant auf der Oberfläche des Marmolatakalks. Die Schichtenfolge ist weiter im O besser aufgeschlossen und wird im Profil durch den Sass di Dam beschrieben werden.

Ihre Lage auf dem Kalk kann man auf der Seite von Buffaure de Sot, gegen die nächste Schlucht im O, zwischen Sabie und Mairins, in der Schlucht, welche Val Buffaure heißt, beobachten. Sie liegen auf einer steilen Fläche, welche etwa 55—60° gegen N geneigt ist, und besitzen auch einen Grenzkontakt im N von Buffaure de Sot gegen einen anderen Marmolatakalkaufschluß.

Dieser letzte Kontakt steht vertikal, und eine Untersuchung des Marmolatakalks und der Tuffe führt zum Schlusse, daß der Kalk während der Periode der Tuffausbrüche in diesem Gebiet durch mehr als eine Spalte an der Grenze der Eruptivfazies zerschnitten wurde. Diese Beobachtung stimmt mit ähnlichen Beobachtungen am Col de Pisol, im Fontanive- und Doy-de-Sora-Gebiet an der Westseite von Buffaure überein, wo der Mendola- und Buchensteiner Kalk durch eine Anzahl von Spaltengängen, die fast parallel zueinander verlaufen, zerbrochen wurde und die Tuffe, vermischt mit den Buchensteiner Schichten, im Vergleich mit den Sedimentgesteinen unter einem steilen Winkel aufgetürmt sind und deutlich ursprüngliche Brüche mit Verwerfungserscheinungen und Tuffanhäufungen auf dem absinkenden Band erkennen lassen.

Mit Rücksicht auf die vertikalen und steilen Kontaktflächen auf der Buffaure-Alpe nimmt die Verfasserin dieser Arbeit an, daß das Vorkommen der verschiedenen Fazies hier im wesentlichen mit mitteltriassischen Verwerfungen und Brüchen am Südrand des Gebietes der Eruptivspalten im Zusammenhang steht. Die Natur des Kontakts weist darauf hin, daß in der Trias eine bedeutende Verwerfung das Spaltengebiet von einer gehobenen Zone von Kalkgestein im S trennte. Der feldspathaltige Porphyrit (Andesit) entsendet kleine Apophysen als Lagergänge in den Kalk, und die Tuffbreccien schließen Kalkbruchstücke ein. Außerdem wurde ein Teil des Kalks von der Kalkmasse abgetrennt und liegt, wie schon erwähnt, etwas weiter im N, wo er den Tuffen einverleibt ist. Die tieferliegenden Schichten, wie Mandolakalk und unterer Muschelkalk, sind scharf auf der Nordseite mit Eruptivfelsen in Berührung.

Die Ansicht, welche hier ausgesprochen wird, stimmt nicht ganz überein mit der Deutung, welche Moisisovics[1] gab, nämlich daß sich die eruptiven Serien in schwalbenschwanzartiger Weise mit dem Kalk des südlichen Buffaure-Gebietes verkeilten. Er verglich sie mit dem Faziesübergang zwischen Tuff und Dolomit bei Al Vidoi im W von Fassa und wendete die gleiche Deutung an. Der höhere Teil des Kalks oder Dolomits wurde von Mojsisovics in die Wengener Zeit gestellt und repräsentiert in seiner Deutung die Nordgrenze der Korallriffe beider Gebiete, am keilförmigen Rand mit Lava und Tuffen gleichen Alters bedeckt. Er nimmt keine Störung an, nur Faziesbildung.

Der verstorbene Professor Walter Penck[2] übernahm den Heteropismus und das schwalbenschwanzartige Verkeilen der Tuff-Fazies auf der Buffaure-Alpe und der Kalkfelsen von Mairins:

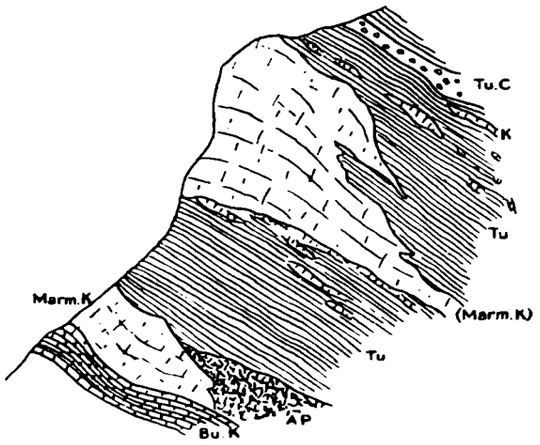


Fig. 14. Südbuffaure—östlich Mairins. Eingreifen der Tuffe in Marmolatakalk (oberer Buchensteinhorizont).

„Wir dürfen mit Salomon annehmen, daß am Rande eines Riffes, oder besser einer Kalkanhäufung organischen Ursprunges, die Schichten auskeilen, indem sie dünner und dünner werden, die Schichtenflächen sich einander immer mehr nähern. Die Schichtung des Kalks von Buffaure spricht neben dem Vorhandensein der ursprünglichen Böschung dafür, daß wir wirklich vor einem Riffende stehen, auf dem die Melaphyrmassen aufruhen."

Bei der Kritik dieser Deutung weist die Verfasserin dieser Arbeit darauf hin, daß es keine regelmäßige zungenförmige Verlängerung der Kalkgesteine gibt, welche sich in die Eruptivgesteine südlich von Buffaure einschiebt. Der Kontaktrand bei Mairins ist sehr verschieden und meist sehr steil; er schließt auch abnormale Verhältnisse der älteren triassischen Gesteine mit den vulkanischen Felsen ein. Die Beobachtungen sind nach Ansicht der Verfasserin durch den Faziesunterschied nicht vollständig erklärt, es müssen noch die Wirkungen gleichzeitiger Krustenbewegungen hinzugefügt werden und das Vorhandensein eines absinkenden Gebietes im N der Kalkfelsen von Col Sabie und Mairins, worin die vulkanische Tätigkeit stattfand. Die Nordseite wurde beim ersten Aufsteigen von Lava und dem Ausbreiten der älteren Tuffbreccien und Tuffe sehr rasch versenkt, doch während der fortschreitenden Stadien der vulkanischen Ereignisse wechselten von Zeit zu Zeit die Oberflächenverhältnisse und die Grenzbeziehungen in der Verbreitung des vulkanischen und organischen Materials (Taf. VIII, Fig. 29).

Die Faziesbeziehungen an den Ostabhängen der Mairinskalke.

Von der 2100-*m*-Isohypse an ostwärts hält sich der Weg nahe am Faziesrand, und der tiefere Porphyrit erscheint wieder in der Nähe des Kalks. Er entsendet kleine Lagergänge in den Kalk auf Entfernungen von weniger als 1 *m* und der Kalk zeigt Kontaktmetamorphose. Der Augitporphyrit ist ein Mandelstein mit feinkörniger Grundmasse und enthält zahlreiche kleine Feldspatkristalle und große Augite.

Der Marmolatakalk von Mairins streicht NO—SW und fällt 45° SO. Diese Herabbiegung findet an einer Verwerfung im O statt, welche durch die Felsen in nordnordöstlicher-südsüdwestlicher Richtung zieht und offenbar zu den späteren Deformationen dieses Gebietes gehört. Die Lava auf dem Abhang des Anterfos, also der Ostseite, liegt ungefähr 50 *m* höher als auf dem Mairinsabhang. Sie liegt auf einer Konglomeratbank, unter welcher sich eine Gruppe sehr dunkler Eruptivbreccien und Tuffe findet, welche im O den Kamm erreichen.

Auf der Mairinsseite, also der Westseite der Verwerfung, setzt sich die Lava gegen S fort und liegt direkt auf den Kalken.

Der Marmolatakalk fällt 30—40° gegen SSW, während die Tuffe an seiner Nordseite unter einem spitzen Winkel heranstreichen und längs eines Kontaktrandes, der beinahe vertikal ist, vollständig diskordant liegen. Diese Beziehungen deuten auch hier auf eine Verwerfung zur Zeit des Eindringens der Tuffe.

Einige sehr interessante Aufschlüsse kann man in zwei Schluchten nördlich von Sauch beobachten. In der westlichen sieht man eine konkordante Schichtenfolge von Marmolatakalk auf Buchensteiner Knollen- und Bänderkalken mit Hornstein (vgl. die Nr. 1—5 im Profil am Sass di Dam, S. 102). Das ist anscheinend der Aufschluß von Buchensteiner Schichten, welcher von Mojsisovics im Südbuffaure erwähnt wurde, während ihr Vorkommen später von Professor W. Penck bezweifelt wurde.

[1] Mojsisovics, „Dolomitriffe", S. 184, 366.

[2] W. Penck, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 1912, Nr. 5, S. 61—63.

Die andere Schlucht zeigt zwei kurze Ausläufer der untersten Gruppe der Tuffbreccien (Zone I) in die tieferen Horizonte der Kalkwand, sowohl Buchensteiner als Marmolatakalk (Fig. 14). Die gleichen Breccien setzen sich nach O fort im Kontakt mit Mendolakalk, unterem Muschelkalk und oberen Werfener Horizonten.

Der Mendolakalk ist nahe der Wand unterbrochen; man sieht ihn dann wieder im gleichen Niveau im O, und er setzt sich mit O-W-Streichen und 15° N-Fallen weiter fort. Er ist stark von kleinen Lagergängen und Gangintrusionen durchsetzt. Die Tuffbreccien, in welche auch Porphyritadern und -gänge eingeschaltet sind, setzen sich ihnen entlang fort und dringen manchmal in dieselben ein. Der Kontakt zwischen beiden findet an einer steilen Fläche statt, welche entweder vertikal steht oder nicht weniger als 75° Neigung nordwärts hat. Bei Mezza Selva werden die Beziehungen komplizierter, und unterer Muschelkalk steht neben den Eruptivgesteinen an.

So sind die Tuffbreccien tatsächlich eine Bildung in einer Eruptivspalte oder in einem Herde, gegenüber einer Zahl von verschiedenen mitteltriassischen Horizonten in der Südwand.

Zwei Beispiele von den Andesitlaven mögen hier besprochen werden, welche an der Faziesgrenze längs des Südrandes des Gran Pian und der Buffaure-Alpe vorkommen. Eine geringmächtige Lavamasse, welche mit den gröberen Tuffen an der Basis des Gran Pian wechsellagert, zeigt unter dem Mikroskop fast nur Feldspat in zwei Generationen, Pseudomorphosen von Kalzit nach Olivin und einige blaßgrüne Augite; die Grundmasse ist hyalopilitisch, mit ausgezeichneter Fluidalstruktur. In diesem Horizont sind die Augite manchmal farblos, und sie treten recht selten auf. Also paßt dieses Beispiel mit der Zone II gut zusammen.

Ein Schliff der Lava, welche von der Basis der Tuffe der Buffaure-Alpe stammt, welche tatsächlich auf dem Marmolatakalk aufliegt, ist von Dr. Evans mikroskopisch untersucht worden. Sie zeigt ein andesitähnliches Gestein, dessen Grundmasse ganz erfüllt ist von kurzen oder rundlichen, leistenförmigen Plagioklasen, anscheinend Oligoklas, mit dazwischenliegendem, grünlichem Material (Epidot?), von zersetztem Augit herrührend; quadratische Magnetitdurchschnitte; als Einsprenglinge finden sich große Augite, manchmal in Zwillingskristallen, manchmal zersetzt; Plagioklase von verschiedener Größe. zersetzt, aber anscheinend Labradorite; chemisch veränderte und in Serpentin verwandelte Olivine; die Hohlräume sind mit Kalzit oder Magnetit ausgefüllt, manche davon mit konzentrischen Anwachsstreifen vom Zentrum oder den Seiten aus versehen. Der Reichtum an Feldspat spricht auch für Zone II in der Eruptivserie.

Diesen möge ein Dünnschliff der untersten Lava in der oberen Gruppe von Mandellaven (Zone IV) über den Palagonittuffen des Gran Pian und der Buffaure-Alpe bei 2206 *m* Höhe gegenübergestellt werden. Die Grundmasse besteht aus idiomorphem Feldspat, Augit und Magnetit die kleinen Augite sind gut ausgebildet. Unter den Einsprenglingen sind am zahlreichsten große Augite; Plagioklase sind ziemlich zahlreich, stark verändert und enthalten im Innern Einschlüsse der Grundmasse; die Olivine sind vollständig in Kalzit und Chlorit verwandelt.

Die Faziesgrenze bei Mezza Selva und Lagergang- und Gangintrusionen.

Die Faziesgrenze oberhalb Sauch liegt zwischen Mendolakalk und Eruptivbreccien und Tuffen. Die Schichten, welche unter dem von Gängen durchzogenen Mendolakalk anstehen, bestehen aus 20 bis 25 *m* ziegelrotem unteren Muschelkalkmergel und glimmerhaltigen, mergeligen Schiefern und blässeren Kalken. Sie sind gestört, zeigen aber im allgemeinen ein Streichen von N 30° W und fallen 55° WSW. Ein Lagergang von etwa 1 *m* Mächtigkeit läuft unregelmäßig in den höheren Teil dieser Gruppe bei zirka 1825 *m* Höhe. Darüber befinden sich 4 *m* gelb verwitternde, sandige Kalke und dann Augitporphyrit von sehr feldspatreichem Typus, als grober, brecciöser Lagergang von etwa 6 *m* Mächtigkeit, welcher ein oder zwei große Stücke von unterem Muschelkalk und Mendolakalk nebst vielen Bruchstücken von oberen Werfener Gesteinen enthält. Die Kontaktfläche ist an manchen Stellen so steil, daß er als Gang zu bezeichnen wäre. Der Porphyrit scheint innerhalb eines gestörten und gefalteten Mantels von unteren Muschelkalkgesteinen zu liegen. Die Aufschlüsse gleich oberhalb Mezza Selva sind sehr gut.

Das Intrusivgestein ist ein Blockporphyrit, welcher viele verschiedene Augitporphyritbruchstücke neben Bruchstücken von Sedimentgesteinen in einer feinkörnigen und sehr harten feldspat- und eisenhaltigen Grundmasse enthält.

Es ist derartig, daß man es, nach seinem Aussehen zu beurteilen, ohne weiteres als Tuff- und Porphyritbreccie bezeichnen müßte; es entsendet aber viele kleine Ausläufer in Gesteine der oberen Werfener und unteren Muschelkalkschichten, welche zweifellos intrusive Lagergänge in diesen Sedimentgesteinen sind. Kontaktmetamorphosen sind in diesen Gesteinen ganz nahe an diesem Lagergang und seinen Fortsetzungen deutlich ausgeprägt.

Der Lagergang selbst hängt ein paar Meter weiter nördlich mit einem vertikalen Gang des gleichen Gesteines zusammen, der hier in Kontakt mit einem großen Bruchstück von Mendolakalk von 7 bis 8 *m* Höhe ist. Der Gang entsendet kurze Apophysen in den Kalk an dessen Südrand, und die Felsen sind voller Harnischflächen und stark verändert. An seiner Nordseite ist der Gang in Kontakt mit einer Gruppe von oberen Werfener und Muschelkalkschichten von etwa 8 *m* Mächtigkeit. Diese sind in ihren unteren Horizonten sehr dicht von kleinen Lagergängen durchzogen und in ihren höheren Horizonten in eine Anzahl von eingeschlossenen Schichtenfetzen zerbrochen, welche in allen möglichen Lagen inmitten des Porphyritblockes liegen.

Das vulkanische Gestein wird dann fast ausschließlich eine Porphyritbreccie, und ein paar Meter über den Werfener Einschlüssen folgen dann grobe Tuffbreccien. Die ganze Schichtenfolge ist ungefähr 60 *m* mächtig und bietet einen guten Einblick in die ganzen Intrusionsbeziehungen der Eruptivgesteine dieses Gebietes zu den Horizonten des Mendolakalks, des unteren Muschelkalks und der oberen Werfener Schichten.

Der große Block von eingeschaltetem Mendolakalk im unteren Teil ist ein Einschluß, es ist aber auch nichtsdestoweniger ein Überbleibsel einer einst zusammenhängenden Schichte. Er ist so sehr von Harnischflächen durchsetzt, daß er einen klaren Beweis für Verwerfungsbewegungen, welche seiner Einschließung durch die Lava folgten, darbietet. Diese Beobachtungen führen zu dem Schlusse, daß sich hier eine Spalte während der Eruptivperiode entwickelte und daß dieses südliche Randgebiet wiederholt durch gleichzeitige Bewegungen und weitere Invasionen zu leiden hatte. Die Faltung gewisser Horizonte vor dem Eindringen der Lagergänge ist sehr bezeichnend.

Die Kalkfelsen von Dociurill und Al Vidoi im W des Fassatales im südlichen Randgebiet des Monte Dona zeigen auch einige Gangspalten in den tieferen Horizonten und ein Übergreifen der Laven und Tuffe in den oberen Horizonten, welche sich mit den Verhältnissen am Mairins vergleichen lassen (vgl. S. 82).

Die eruptive Serie des Sass di Dam.

(Taf. VIII, Fig. 29.)

Nach der Beschreibung der Beziehungen zwischen den Eruptivgesteinen und den verschiedenen Horizonten der Triasschichten soll nun die Schichtenfolge der Eruptivgesteine folgen. Das Profil, das hier beschrieben ist, stammt vom Sass di Dam in nordnordwestlicher bis südsüdöstlicher Richtung gegen den Anterfos, wo der Marmolatakalk ansteht.

Profil vom Sass di Dam gegen Sauch.

18. Blaßgraue, geringmächtige Gruppe von Kalk, seitlich in Tuff und Tuffbreccien übergehend. Die Fazies ist dem Marmolatakalk ähnlich . . . . . 8 bis 10 *m*

Zone IV, Gruppe der Mandelsteinlavaergüsse:

17. Ergüsse mit Mandelsteinstruktur . . . . . zirka 140 *m*

16. Dunkle Tuffbreccien, mit schwarzen Tuffen wechsellagernd. Die Breccien enthalten ziemlich große, eckige Lavablöcke und kleine, eckige Kalkbruchstücke . . . . . 12 *m*

15. Eine geringmächtige Lavabank, stark von Heulanditadern durchzogen und mit blaßgrünen Augiten und zahlreichen Plagioklaskristallen . . . . . 7 *m*

Zone III, Gruppe der Palagonittuffe:

14. Weiche, feine Tuffe, typische Palagonittuffe . . . . . zirka 35 *m*

13. Tuffbreccien und Tuffe, mit dünnen Laven wechsellagernd . . . . . zirka 16 *m*

12. Feine schwarze und dunkelbraune Tuffe mit kugeliger oder bombenartiger Verwitterungsoberfläche. Unmittelbar unter den Breccien wurden Pflanzenreste (lange Stiele, Blätter usw.) gefunden. In den tieferen Horizonten liegen schwarze Augitkristalle frei umher . . zirka 40 *m*

11. Tuffbreccien und Tuffe. Winzige Kalk- und Porphyritteilchen sind innerhalb der Tuffbreccien auf das engste gemischt . zirka 25 *m*

10. Tuffkonglomerate. Im oberen Teil sind die Einschlüsse meist porphyritisch und etwas abgerundet; eine undeutliche Bankung ist erkennbar. Die tieferen Horizonte enthalten sehr große Kalkblöcke, besonders dort, wo die Tuffgesteine an den Marmolatakalk von Mairins anstoßen. Diese Horizonte liegen mit deutlicher Diskordanz neben und über dem Kalk . . . . . 10 bis 12 *m*

Zone II, Gruppe der typischen „Augitporphyrite":

9. Augitporphyritfelsen (bei den Vanaces Hütten kommen die Felsen von zirka 2130 bis 2200 *m* Höhe vor). Die Gesteine sind wahrscheinlich aus zwei oder mehr Ergüssen zusammengesetzt, in denen Tuffeinschaltungen vorhanden sind. Der obere Teil ist amygdaloid, mit feinkörniger Grundmasse und verwittert dunkelgrün. Der untere besteht aus gröberkörnigem Porphyrit mit Blockstruktur In den tiefsten Horizonten sind zahlreiche Bruchstücke und Blöcke von Kalk enthalten; Mächtigkeit ungefähr . . . . . 65 *m*

Zone I, Gruppe der vulkanischen Breccien:

8. Tuffkonglomerate mit kompakter Grundmasse und kleinen Kalk- und Porphyritgeröllen . . . . . zirka 20 *m*

7. Tuffbreccien mit loser, grober Struktur mit größeren und kleineren Kalk- und Porphyriteinschlüssen . . . . . zirka 45 *m*

Oberer Buchensteiner Kalk:

6. Marmolatakalk. In der Mairinswand wurden am oberen Rande Spuren von Bivalven und viele Evinospongienknollen gefunden. An der Kontaktfläche, auf welcher der Porphyrit aufliegt, ist das Gestein in mehreren Zentimetern Dicke mit feinen Porphyritadern durchzogen (in der Nähe von Anterfos gut aufgeschlossen) . . . . . zirka 80 *m*

Hauptserie der Buchensteiner Schichten:

5. Blaugrauer, sandiger Kalk
4. Braun verwitternde, mergelige und kieselige Kalke mit vielen grünen oder dunkelvioletten Tufflecken . . } . . . . . 15 *m*
3. Dunkle, orangerot oder grün verwitternde Kalke mit einigen Hornsteinbändern

2. Braun verwitternder Knollenkalk mit Hornstein
1. Dickgebankte, halbkristalline, manchmal knollige Kalke . . . . . } . . . . . 12 bis 15 *m*

Alpiner oberer Muschelkalk:

Gelb verwitternde, dünngeschichtete Kalke. Braune, dünngebänderte bituminöse Mergel und Kalke.

An der Basis: Mendolakalk:

Der Augitporphyrit von Nr. 9 ist sehr reich an Plagioklas, welcher sowohl in größeren als auch in kleineren Kristallen in der Grundmasse auftritt, und blaßgrüne Augite von ziemlicher Größe sind spärlich verteilt. Pseudomorphosen von Kalzit nach Olivin kommen vor und reichlich Magnetit (vgl. den Cigolontypus S. 98.)

Ein Teil des gleichen Porphyrits liegt auf der Buffaure-Alpe direkt auf dem Marmolatakalk von Mairins. In der Nähe des Kontakts ist er porös, und es sind eigentümliche runde Mandeln vorhanden. Im O, beim Anterfos und in der Profillinie, liegt er auf Tuffkonglomeraten. Weiter östlich, auf dem Sass di Rocca, greift der Porphyrit über verschiedene Horizonte von Eruptivgesteinen und Kalken über und entsendet Apophysen in Mendolahorizonte und unteren Muschelkalk.

Diese Beziehungen können nur das Resultat einer Intrusion sein und bezeichnen hier eine alte Spalte, in welcher Lava aufstieg. Wenn aber auch die Bodenfläche des Porphyrits diese Natur zeigt, so ist doch seine obere Fläche konkordant von Tuffen überlagert, und er stellt daher einen oberflächlichen Erguß dar, welcher sich über die stark unebene und zerbrochene Oberfläche ausbreitete, die von den früheren Krustenstörungen und der Einschaltung und Entladungen eruptiven Materials herstammte.

Die Eruptivfolge im Val di Roseal.

(Taf. VIII, Fig. 30.)

Zum Vergleich soll hier eine andere Schichtenfolge beschrieben werden, aus dem Rosealtal etwas weiter im O; sie ist vom Kalkgipfel des Sass Bianc di Roseal bei 2480 *m* bis zur Mezza Selva in etwa 1870 *m* Höhe aufgenommen. Die höheren Laven in der Umgebung des Sass Bianc di Roseal zeigen ein etwas ungewöhnliches Aussehen, und von zwei Handstücken soll hier die mineralogische Beschreibung durch Dr. Evans folgen.

Ein Handstück von unmittelbar unter dem Gipfel (ein Ausnahmegestein) zeigt „eine Anzahl von eckigen, schwarzen, fast opaken Fragmenten (die in sehr dünnen Schliffen dunkelbraun sind) in eine Matrix eingebettet, welche aus farblosem Glas besteht und manchmal durch kleine Feldspatbrocken (Andesin?) blaßgelb gefleckt ist. Die schwarzen Fragmente enthalten auch manchmal kleine Feldspatflecken und Glas. Diese opaken Fragmente könnten einen zerbrochenen Tachylitsaum repräsentieren. Sie ähneln manchen „trap shotten" in den nordwestlichen Highlands von Schottland (vgl. Q. J. G. S., Bd. 72, S. 198—221, ebenso Geol. Survey Memoir N. W. Highlands, S. 124, 221 und 249). Es ist wahrscheinlich ein feiner Tuff, in welchen ein mehr saures Magma eingedrungen ist.

Das andere stammt vom engen Col östlich des Gipfels und zeigt eine Grundmasse, die stellenweise beinahe opak ist. Der dunkle Teil hat das Aussehen einer späteren lokalen Aderbildung; feine Oligoklasnadeln liegen darin, auch Augitkörner, welche oft in ein grünes Material umgewandelt sind, und Magnetit. Als Einsprenglinge finden sich saurer Labradorit (nicht weniger als 55% Anorthit), blaßgrüner Augit mit anscheinend kleinem optischen Achsenwinkel.

Die Mandelsteinlava eines etwas tieferen Niveaus gehört zum normalen Typus längs des Sass di Dam; Handstücke zeigen als Einsprenglinge zahlreiche kleine, schwarze Augitkristalle und kleine Plagioklase, auch Olivine in einer hyalopilitischen oder glasigen Grundmasse.

Die Schichtenfolge stammt von der rechten, also westlichen Seite des Bachbettes im Val di Roseal.

Im Hangenden: Marmolatakalk des Sass-Biancgipfels (2365 bis 2380 *m*). Das Gestein ist ein grauer oder gelblichweißer Kalk mit zahlreichen kleinen gelben Hornsteinkonkretionen und Hornsteinadern. Es ist stark von Spalten und Kluftflächen durchsetzt, welche in mehreren verschiedenen Richtungen verlaufen und oft Harnischflächen zeigen. Spuren von Echinodermenstacheln sind vorhanden und viele kleine Poren von etwa 1 *mm* Durchmesser. Das Gestein scheint vollständig umkristalliert worden zu sein.

Zone IV, Gruppe der „Mandelsteinlaven":

16. In 2300 *m* Höhe. Andesit mit Labradorit und Augitkristallen in einer feinkörnigen Grundmasse, in welcher Magnetitflecken verstreut sind. Die Feldspatkristalle zeigen Fluxionsstruktur in ostwestlicher Richtung. Heulanditadern sind häufig. Nahe der NNO—SSW ziehenden Verwerfung zeigt der Porphyrit polierte und streifige Oberflächen.

Zone III, Gruppe der Palagonittuffe.

15. In etwa 2180 *m* Höhe. Mächtige Folge von Tuffbreccien, Tuffkalkbreccien und schwarzen Tuffen mit eingeschalteten Laven, welche oft Blocklaven oder manchmal mehr gleichmäßig sind, stark mit Adern von sekundären Mineralen durchzogen.

14. 2170 *m*. Dünne Lava, ungefähr 12 *m* mächtig, mit Adern von rotem Heulandit, reich an Plagioklas und mit großen, wohlausgebildeten Augiten in einer feinkörnigen Grundmasse.

13. 2125 *m*. Feine Tuffbreccien, gutgeschichtet und gewöhnlich aus kleinen Teilchen von Tuff und Kalk zusammengesetzt; in einigen Horizonten sind Blöcke und kleinere Bruchstücke von Andesit vorhanden.

12. 2090 *m*. Feine, schwarze Palagonittuffe.

Zone II, Gruppe der typischen „Augitporphyrite":

11. 2060 *m*. Feldspathaltiger Andesit mit Blockstruktur, stark von Heulanditadern durchzogen, die blaßrosa und hellrot sind. Große grüne Augite und sehr viele größere und kleinere Feldspatkristalle. Dieser Fels wird gegen W mächtiger und bildet die steilen Abstürze in den Abhängen der Montagne de Pozza, die sich in den Kalk von Mairins fortsetzen. Dieser ist öfter von Tuffagglomeratgänge durchbrochen.

Zone I, Gruppe der vulkanischen Breccien und Tuffe:

10. 2055 *m*. Konglomerate aus Tuff und Kalkgeröllen, gutgeschichtet, aber mit großen Verschiedenheiten in der Mächtigkeit.

9. 2030 *m*. Tuffe, welche nach unten zu in ein System mit eingeschalteten groben Tuffen und Porphyritbreccien übergehen, in welchem die Porphyriteinschlüsse hauptsächlich aus den sehr feldspatreichen Varietäten bestehen.

8. 2000 *m*. Grobkörnige, kompakte Tuffe mit kleinen Einschlüssen, vielen Augitkristallen und kleinen Plagioklasen. In den tieferen Horizonten sind die Tuffe feinkörnig, schwärzlichgrau und enthalten unzählige weiße, zersetzte Feldspate und spärliche Augite.

7. 1980 *m*. Gebänderte, feinkörnige, gutgeschichtete Tuffe; in den höheren Horizonten sind sie hell- und dunkelgrün von Aussehen wie Pietra verde.

6. 1966 *m*. Bomben- oder Blocktuffe, in welchen große Blöcke von verschiedenen Andesitarten enthalten sind und verschieden große, kleinere Bruchstücke mit keiner deutlich erkennbaren Schichtung.

5. 1940 *m*. Kompakte Tuffe, braun oder gelblichbraun, besonders reich an kleinen Plagioklasteilchen.

4. 1930 *m*. Grobe, gutgeschichtete Tuffkonglomerate vom Typus des sogenannten „Tuffporphyrkalks" mit Einschlüssen von Porphyrit und Kalk in fast gleichem Verhältnis im Hauptanteil der Gruppe und geflecktem Aussehen. Ein großer Einschluß von Kalk ist vorhanden, welcher eine Länge von wenigstens 3·5 *m* und einen Durchmesser von 2 *m* hat. Die Porphyritbruchstücke sind eckig oder abgerundet und in allen Größen bis zu 0·5 *m* vorhanden.

3. 1900 *m*. Braune, gelblichbraune, violette und grünliche Tuffe mit kleinen Einschlüssen von verschiedenen Arten von Andesit und sehr reich an Augitkristallen, Kalkeinschlüsse sind selten. Die Schichtung ist ziemlich gut.

2. 1894 *m*. Wechsellagernde Tuffe und Tuffkonglomerate mit spärlich verteilten, gerundeten oder eckigen Blöcken von Andesit oder verwitterten Bruchstücken von Kalk und Tuff in größeren und kleineren Fetzen; einige große Kalkblöcke sind vorhanden und sowohl in diesem Horizont als auch in Nr. 4 deutet der Augenschein auf eine Tätigkeit der vulkanischen Explosivkräfte hin.

1. 1880 bis 1870 *m*. Sehr feldspatreicher Lagergang mit Blockstruktur und randlichen Agglomeraten von Kalk oder anderem Gestein mit eingeschalteten Lagergängen und Gängen, welcher Apophysen in die darüber liegenden Tuffe entsendet.

An der Basis: Mit diskordantem oder vertikalem Kontakt gegen den Lagergang liegen verschiedene Horizonte der unteren Muschelkalkschichten.

Das kann als vollständiges Profil durch die eruptive Schichtenfolge im südlichen Teil des Buffaure-Massivs angesehen werden und bietet zusammen mit dem Sass-di-Dam-Profil eine brauchbare Grundlage für den Vergleich mit den typischen Profilen von Dui auf der Westseite und dem Profil, welches in nordöstlicher Richtung vom Sass di Saliceng gegen Alba im Fassatal gezogen wurde.

Wenn wir mittlerweile das Profil selbst analysieren, so finden wir gewisse natürliche Gruppen darin, welche periodische Eruptivtätigkeit anzudeuten scheinen und unter die vier Zonen kurz eingeteilt werden mögen:

Zone IV: Massiver, oberflächlicher Erguß von Mandelsteinlava (Nr. 16) von stark augitischem Charakter, auf eine Periode folgend, in welcher intermittierende explosive Ausbrüche von Tuffen und Tuffbreccien und dünne Ergüsse von Augitlava stattgefunden hatten.

Zone III: Mächtige Gruppe von feinen Palagonittuffen, auf eine sedimentäre Entwicklung von gutgeschichteten Breccien von fein vermischten Tuffen und Kalken folgend (Nr. 12—15).

Zone II: Oberflächennahe Lagergänge oder oberflächliche Ergüsse von feinkörniger Lava von feldspatreichem Charakter.

Zone I: Intermittierende Ausbrüche von Tuffen und Tuffbreccien (Nr. 2—11).

Dieselbe allgemeine Einteilung kann durch das ganze Eruptivgebiet hindurch verfolgt werden trotz der enormen Verschiedenheiten in der Mächtigkeit der Tuffe.

Zwei Horizonte von besonderem Interesse sind diejenigen mit den Nummern 6 und 7 im Rosealprofil, nämlich die Bomben- oder Blocktuffe und die grünen Tuffe. Man lernt es, diese Horizonte als eine Art von Führern inmitten der monotonen Folge von Tuffen und Tuffbreccien anzusehen. Denn dort, wo sie vorkommen, und ihr Vorkommen ist sehr allgemein verbreitet, finden sie sich an der Basis der hauptsächlichsten eruptiven Schichtenfolge. Die Feldspatlava ist immer in ihrer Nähe, entweder etwas darüber oder darunter, je nachdem es sich um einen Lagergang oder einen Erguß an der Oberfläche oder um beides handelt.

Ein anderer Horizont, welcher leicht als ein und derselbe durch das ganze Gebiet hindurch erkannt werden kann, ist der der gutgeschichteten, grau und schwarz gefleckten, fein zerriebenen Breccien von Tuff und Kalk, der in der Hauptgruppe der Palagonittuffe auftritt, Nr. 13 im Rosealtal-Profil.

Ohne die verschiedenen übereinstimmenden Punkte weiter hervorzuheben, kann an der Basis der Profilserien angenommen werden, daß die Horizonte der Eruptivserien im südlichen Teil des Buffaure-Massivs im Charakter und der Schichtenfolge denjenigen in den Eruptivfolgen des Monte Dona und der Seiser Alpe ähnlich sind.

Diese Ähnlichkeit unterstützt die Ansicht der Verfasserin, daß nämlich die Quelle der eruptiven Tätigkeit innerhalb einer Zone von Spalten lag, welche, obgleich sie eine Anzahl von verschiedenen Ausflußöffnungen hatte, sich doch ursprünglich durch das ganze Gebiet in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung im Zusammenhang erstreckte.

Der Sass di Rocca und der östliche Teil von Buffaure.

(*Vgl. Taf. XVIII.*)

Die alte Randverwerfung wurde mit ihrer Umbiegung nach Westen im S durch die NNO—SSW verlaufende Verwerfung von Roseal abgelöst, und die Eruptivfolge und die Triasgesteine an ihrer Basis, in welche eruptive Massen eingedrungen sind, treten in einer höheren Lage an der Ostseite gegen den Sass di Rocca auf. Die verschiedenen Schichtenglieder nehmen an Mächtigkeit gegen O rapid ab und erstrecken sich mit NO-Streichen über den Sass di Rocca und Sass Nero bis zum Forca-negre-Paß und dem hervorstehenden Felsen der Torre Dantone an seinem Ostabhang. Es ist wenig oder keine Veränderung im Charakter oder der Reihenfolge der Schichten zu sehen, und die Verfasserin dieser Arbeit sieht sie als einfache Fortsetzung der hauptsächlichsten Eruptivserien an, welche gegen O rapid an Mächtigkeit abnehmen.[1]

Daß die Tuffe und Laven so rasch im O des Rosealtales abnehmen, ist bemerkenswert. An der Westseite des Tales nimmt die Eruptivfolge am Abhang den ganzen Raum von 1870 bis 2880 *m* Höhe ein, an der Ostseite nur von 2020 *m* Höhe bis zu 2438 *m*. Im Neigungswinkel ist nur wenig Unterschied. Die Hauptunterschiede liegen

1. in der sehr geringmächtigen Entwicklung der untersten Tuffgruppe (Nr. 1—10 im Val-Roseal-Profil); die schmalen Streifen, die östlich von der Verwerfung vorhanden sind, sehen wie verschleppte Fetzen im Porphyrit aus;

2. in der geringen Mächtigkeit des Feldspatporphyrites (Nr. 11 im Val-de-Roseal-Profil). Im O der Verwerfung ist er hauptsächlich in Form von Vertikalgängen in Verbindung mit kleinen Lagergängen vorhanden.

Anderseits sind die höheren Schichtenglieder der Eruptivfolge, die Nummmer 12—16, an der Ostseite der Val Roseal nur wenig dünner als an der Westseite. Sie sind im Gebiet der Verwerfungszone stark verbogen und verdreht, keineswegs scharf abgeschnitten, und nehmen gegen O rapid ab.

Diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß dieses Gebiet während der früheren Eruptionsperioden ein zu hohes Niveau hatte, um mächtige Anhäufungen der unteren Tuffe zu ermöglichen oder von Feldspatporphyrit wie mit einer Platte bedeckt zu werden. Dies würde mit seiner unzweifelhaften Annäherung an das submarine Plateau übereinstimmen, auf welchem die angrenzende Marmolatakalkfazies des Collaz gleichzeitig gebildet wurde.

Nichtsdestoweniger zeigen die oberflächlichen Lagergänge und Invasionen im Sass-di-Rocca-Gebiet in den tieferen Porphyriten die gleichen Varietäten, die überall in Buffaure beschrieben wurden. Auf dem hohen Paß zwischen der Val Nicolo und der Contrinalpe zeigt ein Handstück aus einem Gang eine holokristalline Grundmasse mit Plagioklas, Augit und Magnetit; als Einsprenglinge: Plagioklas in kleinen leistenförmigen Kristallen, reichlich Augite in großen und kleinen Kristallen, welche in gelbliche Chlorite und Epidote übergehen, dann reichlich in Kalzit verwandelten Olivin.

[1] Der verstorbene Professor Walter Penck unterschied in diesem Gebiet einen besonderen Ausbruch, die „Sass-Nero-Eruption" („Die Melaphyrausbrüche von Buffaure", Mitteilungen der geologischen Gesellschaft Wien, V, 1912), S. 58, 59.

Die meisten der oberflächennahen Lagergänge und jede Lage von Porphyrit, die auf Mendolakalk oder jüngeren Gesteinen liegen, zeigen eine mehr glasige Grundmassse, die auch zum Teil hyalopilitisch sein kann. Die Plagioklaseinsprenglinge sind vorwiegend, die Augite vollständig verändert, Olivine sind selten, und es kann viel Magnetit in der Grundmasse vorhanden sein. Die Handstücke sind denjenigen der tieferen Platte am östlichen Cigolon, z. B. an der Basis der Tuffe am Gran Pian, ähnlich und zeigen andesitischen Charakter.

Ein mächtiger Lagergang innerhalb von Mendolakalk im Südabhang des Sass di Rocca zeigt als Einsprenglinge nur Plagioklasfeldspat in zwei Generationen; Augit ist nur in der Grundmasse in winzigen Kristallen und wohlausgebildeten blaßgrünen Mikrolithen vorhanden. Die Grundmasse ist holokristallin, zusammengesetzt aus Plagioklas, Augit und Magnetit; Ripidolithmandeln sind vorhanden. Lagergänge vom gleichen Charakter kommen im N an den Abhängen des Ciampaz vor.

Die Verfasserin dieser Arbeit nimmt auf Grund der durch die Feldgeologie und durch die Mineralogie gewonnenen Beweise an, daß die ursprüngliche Ausbruchspalte sich hier zwischen dem Sass di Rocca und dem Ciampaz fortsetzt, sich aber im Vergleich zur westlichen Fortsetzung stark verengt.

Am Contrinpaß im O gibt es einen reinen Feldspatgang, der aus verschieden großen und verschieden geformten Labradoriten in einer vitrophillyschen Grundmasse mit einigen Mikrolithen besteht. Ein anderer näher am Sass di Rocca zeigt den gleichen Charakter wie der mächtige Lagergang mit holokristalliner Grundmasse.

Die höhere Lavagruppe gehört einem ähnlichen Augittypus an wie die vom Sass Bianc di Roseal beschriebenen. Die Palagonittuffgruppe wird jedoch gegen die Torre Dantone zu viel gröber und ähnelt einer Spaltenakkumulation mit vielen Bomben und Porphyritbruchstücken. Diese Schichtenfolge im S des Collaz soll in Verbindung mit den tektonischen Beziehungen beschrieben werden.

Nach Ansicht der Verfasserin repräsentiert sie einen ursprünglichen Teil der Nordwand der Spalte und lag in der Nachbarschaft des Plateaus im N, auf welchem sich der Marmolatakalk des Collaz entwickelte, wenn auch nicht so nahe, als wir es jetzt sehen. Die nachfolgenden Deformationen haben die zwei Fazies in nähere und steilere Gegenüberstellung gebracht.

Am Ciampaz, westlich des Collaz, sind die Buchensteiner Schichten durch einen O-W-Bruch gegen Werfener Schichten abgeschnitten. Eine geringe Mächtigkeit plattiger Hornsteinkalke steht nördlich des Bruches an und ist von einer dicken Serie von Tuffen und Eruptivbreccien (Zone I) gefolgt, in welchen der feldspatreiche Andesit (Zone II) in großer Ausdehnung aufgeschlossen ist. Die Breccien sind hier sehr grob, den Gangagglomeraten bei Mezza Selva am Südrand von Buffaure ähnelnd, und sie enthalten gleichfalls manche Fetzen der älteren Trias. In einer nebenstehenden Scholle gegen O durchziehen die Breccien in einem Gangsystem eine Schichtenfolge von unterem Muschelkalk, Mendolakalk und Grenzzonehorizonten. Es sind dabei auch mehrere Gänge und Lagergänge des Andesits. Diese beiden Schollen haben aller Wahrscheinlichkeit nach ihre ursprüngliche Lage gleich in der Nachbarschaft des Nordrandes der Haupteruptivspalte.

Die Buchensteiner Schichten unter dem Marmolatakalk des Collaz und westlich davon vertritt eine ausgesprochene Kalkfazies, die in ihren höheren Lagen allmählich in Marmolatakalk übergeht. An der Südwestecke des Collaz stehen wohlgeschichtete typische Hornstein führende Knollenkalke in geringer Mächtigkeit an. Sie sind am besten in ein paar Höhlen unter der Kalkwand zu sehen. Gegen die Ciampazwiese im W sind diese Schichten normal von gelblichweißem kristallinen Kalk gefolgt, in dem noch viele kleine braune oder gelbe Hornsteinknoten erscheinen. Dieser Kalk bildet eine zusammenhängende Reihe von niedrigen Felskuppen gegen S. Stellenweise ist die Kalkgruppe reichlich mit Tuffschmitzen verschiedener Größe, mit dünnen Tufflagen und Porphyritadern versehen. Einige Kalkbänke sind sandig, sehr hart, und weisen noch unebene Schichtenflächen auf.

Die Fazies hier zeigt in den höheren Lagen eigentlich wenig Unterschied von Marmolatakalk. Am Berghange kommt in diesen Lagen ein reicher Inhalt von lebhaft grünen Tuffen in unregelmäßigen Flecken und Lagen vor.

Die Kalkfazies der Buchensteiner Schichten am Col Ombert.

Trotz der ost-westlichen Störung an der Südwand des Collaz gegen Forca Negre (vgl. S. 293) ist es leicht, das Auskeilen der Eruptivgesteine östlich von Sass Nero und Forca Negre festzustellen. Die höheren Eruptivglieder, nämlich die Palagonittuffe, die Mandelsteinlaven und die Tuffe und Laven des Wengener Alters keilen aus. In Torre Dantone sind nur die tieferen Augitporphyrite (Andesite) und groben Eruptivbreccien vorhanden. Sie setzen sich östlich gegen Varos und nordöstlich über das Contrintal in Beziehung mit den Mendola- und Buchensteiner Schichten fort. Sie sind aber nur von Marmolatakalk überlagert.

Kleine Andesitgänge kommen am Passo di Contrin und gleich unterhalb Col Ombert in Werfener Schichten vor. Am Col Ombert selbst, in den Mendolakalk- und Buchensteiner Schichten, ist keine Spur von Eruptivgängen. Eine typische Kalkfazies ist vorhanden, und da die Buchensteiner Schichten dort sehr interessant sind, werden sie hier beschrieben. Sie vertreten das Vorkommen in dem gewaltigen Kalkgebirge, das sich südlich von der Marmolata nach dem Uomo—Costabella Kamme erstreckt.

Das Liegende der Buchensteiner Schichten ist auf einer weiten Felsebene in Lastei di Contrin aufgeschlossen. Es sind helle kristalline Kalke, die in gewissen Zonen von feinen Hornsteinadern durchzogen sind. Andere Schichten bestehen aus einem Gestein, in welchem eine kalkige und dolomitische Beschaffenheit als unregelmäßiges Netzwerk

gemischt ist und in welchem Hornstein als Adern und kleine Knauern vorkommt. In Wechsellagerung damit und darauffolgend sind dunkle bituminöse Kalke der Grenzzone oder oberster alpiner Muschelkalk Horizont. Erst auf diese dünnplattigen Kalke folgt eine Gruppe von dickgeschichteten, gleichmäßig entwickelten Hornsteinknollenkalken vom Typus der Buchensteiner Schichten. Sie nehmen am Rücken südlich des Lastei di Contrin Anteil und streichen WSW gegen den Col Ombert.

Die tieferen Lagen sind hellgrau verwitternde Hornsteinkalke mit sehr knorrigen Schichtenflächen. Hornstein kommt als Knauern und Lagen vor. Gegen oben werden die Schichten rötlich gefärbt oder grüngefleckt und sind wechselnd dick und dünn geschichtet. Einige Lagen werden von grünem Tuff überzogen. In den dünngeschichteten, mehr schiefrigen Lagen wittern spärliche Spuren von Daonellen aus, unter welchen *Daonella Taramellii* gefunden wurde.

Diese Gruppe ist von einer auffallend buntfarbigen Reihe von Kalkschichten gefolgt, die hellrosa bis ziegelrote, lebhaft spangrüne, graugrüne und violette Färbung aufweisen. Die Hornsteinbänder darin sind dunkel und wohlentwickelt, während die Hornsteinknauern durch ihre Größe auffallen (Länge durchschnittlich 4—7 *cm*).

Es folgen darauf hellgraue und weiße Kalke, häufig reichlich mit Hornstein und Kalzit geädert, oder der Hornstein bildet eine Menge kleiner gelblicher Knoten. Diese Kalke wechseln gelegentlich mit plattigen Knollenkalkschichten. Sie bilden die höchsten Schichten, die im Rücken östlich des Col Ombert vorkommen. Oberhalb Lastei di Contrin kann man aber konstatieren, daß sie nach oben allmählich in typischen Marmolatakalk übergehen.

Die Mächtigkeit dieser Buchensteiner Schichtenfolge darf auf nicht weniger als 55—60 *m* geschätzt werden.

Ein besonderes tektonisches Interesse liegt darin, daß die ganze Gruppe am Rücken östlich von Col Ombert diskordant auf ihrer oberen Muschelkalkbasis liegt. Die Schichten sind in zwei Falten aufgestülpt worden, die gegen W überkippt und zerrissen worden sind. Der obere Schenkel der vorderen und größeren Falte ist auf einer flach gegen O geneigten Schubebene über verschiedene Horizonte des oberen Muschelkalks gegen W überschoben worden.

Es darf hier gleich gesagt werden, daß wenigstens eine, wenn nicht mehrere, steile Schubflächen in den Mendola- und unteren Muschelkalkfelsen vorhanden sind, die von Col Ombert NNO gegen das Contrintal hinunterziehen. An diesen haben Bewegungen im gleichen Sinn wie in den Buchensteiner Schichten stattgefunden, und dadurch sind die Schichten in diesem Kalkgebirge stark nach W verschuppt worden.[1]

Die Col-Ombert-Contrintal-Störungen sind wahrscheinlich als die südliche Fortsetzung der NNO-SSW-Störungszone aufzufassen, die nördlich des Contrintals zwischen Marmolata und Passo Ombretta im O und Gran Vernel und La Fortezza im W durchbricht.

Die Buchensteiner Schichten im Norden von Buffaure.

(Vgl. Taf. VIII, Fig. 27, 28.)

Die nördlichen und nordöstlichsten Abhänge des Buffaure-Massivs sind diejenigen, welche sich gegen die Ortschaften Gries, Canazei und Alba erstrecken und in der ostsüdöstlichen Fortsetzung der Fontanazzo-Eruptivspalte liegen. Vom Do Piz im Westen bis zum Ciampaz neben dem Collaz im Osten findet man keine größere zusammenhängende Gruppe von Buchensteiner Schichten. Es sind hier nur Bruchstücke von verschiedenen Horizonten der Buchensteiner Schichten, welche in agglomeratischen Vermischungen von Augitporphyrit und Kalken enthalten sind, oder kleine stehengebliebene Pfeiler von Knollenkalk zwischen Lagerganglaven und Breccien. Die Agglomerate zeigen gewöhnlich eine grobe Struktur und deuten auf Neck- oder Spaltenagglomerate hin. Die Matrix ist manchmal Lava, manchmal Tuff, und sie liegen diskordant auf Mendolakalk, unterem Muschelkalk oder oberen Werfener Gesteinen.

Der Forcellaspitz (2488 *m*) ist der Westgipfel der Sass-di-Saliceng-Felsen. Nördlich und nordöstlich davon finden sich an den Abhängen gegen Alba mehrere Aufschlüsse von Werfener, unterem Muschelkalk und Mendolaschichten in der Schubmasse, in welchen eine Anzahl von Lagergängen von Feldspatporphyrit vorhanden sind. Jene im Mendolakalk sind breiter als die in den unteren Muschelkalk- und Werfener Schichten, und schmale, pfeilerähnliche Segmente von fast horizontal liegendem Mendolakalk sind zwischen benachbarten Gangintrusionen stehengeblieben, manchmal von den geschichteten Lagen und gebänderten Schiefern der nächsthöheren Horizonte gekrönt. Die Intrusionen sind öfter tuffig und brecciös.

Die Anzahl der einverleibten Mendolakalkbruchstücke ist auch viel größer als die Bruchstücke von den gemischten Ablagerungen des unteren Muschelkalks oder von den Werfener Schichten. Man hat hier einen positiven Beweis für die viel stärkere Zerstörung der Kalkfelsen als der gemischten Ablagerungen.

Eine unebene Oberfläche der Gesteine, die stark zerbrochen wurden und zwischen welche sich Gänge einschalteten, bildet das Liegende einer diskordanten Folge von Lava und Breccien oder Agglomeraten, in welche Blöcke der umgebenden und darunterliegenden Sedimentgesteine in großer Zahl eingebettet liegen. Es ist eine grobe, ungeschichtete Masse, in deren oberem Teil die Einschlüsse fast alle aus Kalk bestehen und zum größeren Teil aus Buchensteiner Horizonten stammen. Sie sieht aus wie ein Spaltenagglomerat, das unregelmäßig ausgestreut wurde, und ist es wahrscheinlich auch.

Auf die Agglomerate folgen grober Tuff und Kalkbreccien, die etwas Schichtung zeigen und nach oben zu in feinere Tuffbreccien und Tuffe, die mit dünnen Lavaschichten wechsellagern, übergehen. Zwischen die Tuffe sind gelegentlich dünne Bänke von Knollenkalk oder braun verwitternde sandige Kalke eingeschaltet, manchmal auch Bänke von reinerer Marmolatakalkfazies.

[1] Diese Störungen waren schon in einer früheren Arbeit erwähnt, aber die buntfarbige Buchensteiner Gruppe wurde damals irrtümlicherweise für obere Werfener Schichten gehalten (cf. tut. L. L. 1903, S. 99).

Das Hauptinteresse hat hier seinen Mittelpunkt in der Verschiedenheit des Agglomeratcharakters, in ihrer ungleichen Mächtigkeit und ihren vielen Diskordanzen in bezug auf die älteren Gesteine. Die Aufschlüsse zeigen, daß eine Anzahl von Neckagglomeraten gebildet wurden, in welchen Bruchstücke von Mendolakalk, unteren Muschelkalk- und Werfener Schichten vorhanden sind, und man kann sehen, wie sie diese Horizonte durchdringen. Aber mit den mehr an der Oberfläche sich bildenden und stark verschütteten Gesteinen der Buchensteiner Zeit wurden die Eruptivgesteine viel inniger untermischt, und diese Horizonte sind selten in ursprünglicher Verfassung vorhanden.

Nun folgt ein Profil, das aus einem Bachbett-Aufschluß vom Abhang in der Sor-Elbes-Wiese, nördlich des Spitz de Forcella stammt. Die Verhältnisse wechseln so rapid, daß die Schichtenfolge, die auf beiden Seiten des Bachbettes beobachtet wurde, angegeben ist. Die sedimentären Schichten gehören zum unteren Muschelkalk und sind deshalb hier so im Detail angegeben, damit man erkennen kann, wie stark sie von Lagergängen durchdrungen sind. Die hangenden Konglomerate enthalten unter anderen auch Buchensteiner Kalkbruchstücke.

Linke Seite: Im Hangenden. Andesite vom Feldspat reichen Typus mit Blockstruktur. (Zone II der Eruptivserie.)

7. Feine Konglomerate, aus Tuff und Kalk zusammengesetzt und eine Tendenz zur Schichtung zeigend. In diesen sind viele Einschlüsse von Buchensteiner knolligem und Hornstein führendem Kalk, Echinodermenkalk und Mendolakalk. Sie liegen mit deutlicher Diskordanz auf einer gutgeschichteten Gruppe von Kalken, die etwa 6 *m* mächtig ist und dem dolomitischen Kalk des unteren Muschelkalks entspricht. Mächtigkeit ungefähr . . . . . 6—8 *m*

6. Gering mächtiges Lagergangkonglomerat mit Tuff.

5. Rote Mergel mit eingeschalteten oolithischen Kalken . . . . . 8 *m*

4. Fossilführende „Myophoriakalke", unterbrochen von einem geringmächtigen Lagergang von Augitporphyrit, neben welchem die Kalke für ein paar Zentimeter in Konglomerate umgewandelt sind . . . . . zirka 9—10 *m*

3. Lagergang, welcher steil durch die Kalke unter einem Winkel von ungefähr 50° aufsteigt und sich in diesem Horizont als Lagergang ausbreitet . . . . . zirka 5 *m*

2. Roter Kalk in verändertem Zustand am Kontakt mit Apophysen aus einem benachbarten Gang . . . . . zirka 4 *m*

1. Grünlich und dunkelrot verwitternde Mergel, auch vom Porphyritgang aus zerstört . . . . . zirka 12 *m*

An der Basis: Obere Werfener Schichten.

Rechte Seite: Im Hangenden. Augitporphyrit, welcher von der linken Schluchtseite ohne Unterbrechung herüberzieht.

4. Dünne Lage von grobem Tuff- und Kalkkonglomerat, welches diskordant auf Mendolagestein liegt.

3. Dolomitischer Mendolakalk in wechselnder Mächtigkeit, nach unten zu in die höchsten, gelb verwitternden dolomitischen Kalke und Oolithe des unteren Muschelkalkes übergehend . . . . . 15 *m*

2. Lagergang von Porphyrit- und Tuff-Agglomerat mit vielen Einschlüssen aus den rötlichen Kalken, grauweißem Kalk und Bruchstücken von Myophoriakalken. Die Bruchstücke sind oft reichlich von porphyritischen Adern durchzogen . . . . . zirka 20 *m*

1. Grünliche und dunkelrot verwitternde Mergel, den Mergeln Nr. 1 der linken Seite entsprechend.

An der Basis: Obere Werfener Schichten.

Der Vergleich der beiden Seiten zeigt, wie rasch sich die Details in der Schichtenfolge ändern. Der Horizont Nr. 2 rechts repräsentiert alle die Horizonte Nr. 2, 3, 4 und 5 links, und Nr. 3 rechts repräsentiert die Nr. 6 und 7 der linken Seite (vgl. S. 298—299, Fig. 48).

Es kann niemand die Lagergangnatur der Nr. 2 rechts in Frage stellen, und der Gang zeigt genau die gleichen Züge wieder, welche in den Westabhängen des Massivs zu beobachten sind, wo das mächtige Vorkommen von Augitporphyrit gegenüber von Fontanazzo gegen Pallua im S an Mächtigkeit abnimmt. Auch dort deutet die Verfasserin den Augitporphyrit als Lagergang (vgl. S. 89).

An den Nordabhängen des Col Vain und des Col Pelos sind in den Palagonittuffhorizonten eine ganze Anzahl von kleinen Vorkommen von Buchensteiner Schichten vorhanden. Die Verfasserin deutet sie als zugehörig zur höheren oder oberen Buchensteiner Gruppe von plattigen, kieseligen Kalken, die mit Tuffen und Knollenkalk wechsellagern. Die Photographie (Fig. 27) zeigt manchmal vertikal, manchmal horizontal liegende Buchensteiner Kalke, eingeschlossen in ein System von feinkörnigem Melaphyr. Der letztere ist so weich und bröcklig, daß er wie Tuff aussieht. Dieser Teil liegt unter dem Col Pelos. Weiter östlich, unter dem Col Vain, bilden die kleinen Gruppen von Buchensteiner Schichten unterbrochene, blockähnliche Abschnitte, die in Tuff oder Lava eingeschlossen liegen.

Es kann im allgemeinen für die nördlichen und nordöstlichen Grepa-Abhänge festgestellt werden, daß in diesem Gebiet, ebenso wie in anderen Teilen des Buffaure-Massivs, die Buchensteiner Kalke und die oberanisische Grenzzone wahrscheinlich in wechselnder Mächtigkeit lokal gebildet wurden, auf weite Strecken hin jedoch während der Zeiten wiederkehrender Krustenbewegungen und vulkanischer Explosionen öfters abgetragen und zerstört und in Breccien umgewandelt wurden. Nur wenige Teile blieben in Form von größeren, in verschiedenen Horizonten der Eruptivfolge eingeschlossenen Blöcken und Fetzen erhalten. Diese kommen im größten Maße innerhalb der tiefsten groben Lava- oder Tuffagglomerate ohne Schichtung vor, welche hier die Mendolahorizonte und auch tiefere der Trias in Form von zahlreichen engen und unregelmäßigen „Necks" oder Öffnungen durchbrechen und sich auch diskordant über ihnen als auf einer sehr unebenen und gestörten Grundlage ausbreiten.

An vielen Stellen sind die Kalke der Buchensteiner Zeit, welche damals die Oberflächenschichten der Erdkruste bildeten, anscheinend zerstückelt durch die vulkanischen Explosivkräfte und samt verschiedenen Mächtigkeiten der nächsttieferen Horizonte in eruptives Material aufgenommen. Dieses Material, aus Lava oder Tuffbreccien und Agglomeraten bestehend, kam dadurch diskordant auf verschiedene Horizonte des älteren Trias zu liegen.

Die Buchensteiner Schichten im Gebiet südlich des Buffaure-Massivs.

Der Zug des Col del Lares südlich des San-Nicolo-Tales bietet ein massiges Vorkommen des feldspatreichen Typus des Augitporphyrits dar, welches diskordant über unteren Muschelkalk, alpinen oberen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten übergreift.

Die Buchensteiner Schichten sind an den westlichen Abhängen über der Val Monzoni aufgeschlossen. Die Schichtenfolge ist die folgende:

7. Augitporphyrit in diskordanter Folge als Lagergang.
6. Braune mergelige Kalke mit schwarzem Hornstein als Band im oberen Teil.
5. Knollenkalke mit gelben Hornsteinkonkretionen.
4. Mergelige, dünngeschichtete und manchmal schiefrige, gebänderte Kalke mit gelegentlichen Fossilien: *Daonella Pichleri, Posidonia Wengensis* und Pflanzenresten.
3. Typische Entwicklung von dick- und dünngebankten Knollenkalken mit reichlichen Konkretionen von gelbem Hornstein, zirka 10 bis 12 *m*.

Alpiner oberer Muschelkalk:

2. Dolomitische Rauhwackenbreccien.
1. Gutgeschichteter, dunkler, gebänderter und bituminöser Kalk, in welchem kleine, schlecht erhaltene Brachiopoden gefunden wurden, und dolomitischer Kalk, nach unten zu in Mendoladolomit übergehend.

Die Buchensteiner Schichten im Gebiet nordöstlich des Buffaure-Massivs.

Dieses Gebiet schließt die stark zerstörten östlichen Abhänge des Rodellaberges und die Eruptivgesteine der Abhänge der Cima di Rossi und des Penia ein.

Sass d'Arbacia in der östlichen Rodellagruppe.

Nur wenige Aufschlüsse von Buchensteiner Schichten sind am Westabhang der Sass-d'Arbacia-Felsen zu sehen. Man kann über den unteren Teil der Abhänge auf einem Fußweg von Cleva oder Canazei nach Soracreppa aufsteigen und ihm bei etwa 1640 *m* Höhe verlassen, um nach O weiter anzusteigen. In ungefähr 1690 *m* Höhe ist eine Gruppe von Buchensteiner Knollenkalken mit Hornstein aufgeschlossen, mit dünnen Zwischenlagen von grünem Tuff und mit gelegentlichen Bänken von groben Tuffkonglomeraten wechsellagernd. Die aufgeschlossene Mächtigkeit dieser Gruppe ist ungefähr 8 *m*. Das Streichen ist nordsüdlich mit etwa 15° Ostfallen. Dann folgen 10 *m* gutgeschichtete Platten- und Knollenkalke mit Hornstein, dann feingemischte Breccien von Tuff und Kalk, Tuffe und Tuffkonglomerate. Die Tufflagen sind manchmal 0·5 bis 0·75 *m* mächtig, und sie kommen alternierend mit den Breccien oder Konglomeraten vor. Diese Schichtengruppe ist von vertikalen Porphyritgängen und Tuff-Kalkagglomeraten unterbrochen. Man kann sehen, daß die Kalkbruchstücke an den Rändern in den verschiedensten unregelmäßigen Stellungen eingeschlossen sind und dort ein grobes Agglomerat bilden.

Dann werden die Abhänge von den aus Tuff und Kalk gemischten Breccien gebildet, welche recht gute Schichtung zeigen. In zirka 1720 *m* Höhe sind einige mehr kalkige Lagen vorhanden, dann ist in 1732 *m* Höhe eine Gruppe von 6 bis 8 *m* mächtigen, gutgeschichteten Konglomeraten von Tuff und Kalk gut aufgeschlossen, in welchen die Kalkeinschlüsse viel mehr abgerundet sind. Unmittelbar darüber steht feinkörniger Augitporphyrit mit großen Augiten und von oft amygdaloidem Charakter an.

Wenn man den Rücken nach N, in der Richtung gegen die Felsabstürze von Mendoladolomit, nahe dem Griesbach, verfolgt, so kann man einige gute Aufschlüsse von eingeschlossenem Kalk beobachten. Ein isolierter Felsen von 12 *m* Höhe zeigt in seiner unteren Hälfte große Blöcke von Augitporphyritmandelstein in länglichen und eckigen Stücken. Der obere Teil zeigt zerrissene Kalkschichten und Intrusivbreccien.

Ein anderer Aufschluß, ganz in der Nähe dieses Felsens, zeigt folgende Schichten: 1. Mendoladolomit; 2. $1^1/_2$ *m* groben Blockporphyrit mit nur wenigen Kalkeinschlüssen; 3. 2 bis 3 *m* Breccie, die hauptsächlich aus Porphyritmaterial besteht, aber auch zahlreiche Bruchstücke von Knollenkalk enthält. Das Bindemittel ist ein grünliches zersetztes Gestein; 4. Augitporphyrit, der ein massives Gestein von etwa 40 *m* Mächtigkeit bildet. Mit den Breccien an seiner Basis zusammen liegt es mit steiler Diskordanz auf den Horizonten 1 und 2 und die ganze Serie wird im W gegen den Mendoladolomitabsturz, über den der Griesbach strömt, abgeschnitten.

Ähnliche Eruptivbreccien kommen als Bänder am Südhange des Sass d'Arbacia an der Kontaktzone zwischen Augitporphyrit und Sedimentärgestein oberhalb Cleva vor. Sie liegen dort mit unregelmäßiger Diskordanz auf Werfener, unterem Muschelkalk und Mendolahorizonten oder durchbrechen diese Schichten als Trümmergänge. Ein Beispiel ist am Weg nördlich von Canazei aufgeschlossen.

In der Val di Mortiz, zwischen Sass d'Arbacia und Cima di Rossi, bei Somasüves, in einer Höhe von 1740 *m*, am Weg zum Sellajoch, ist in neuerer Zeit ein Hang aufgeschlossen worden, wo man den ursprünglichen Kontakt zwischen den Eruptivgesteinen und den Werfener Schichten sieht. Dort sind die Sedimentärschichten von fast horizontalen Lagergängen und schiefen Gängen durchdrungen und dadurch zerstückelt. Das Mischgestein behält noch eine gewisse Lagerung, die mit den Sedimentärschichten übereinstimmt.

Die Intrusionen von Blockporphyrit sind vor allem in den südöstlichen und östlichen Abhängen des Sass-d'Arbacia-Rückens in Form von Lagergängen und Gängen sehr ausgedehnt. Ein Beispiel dafür zeigt Fig. 15, wo eine etwa 8 *m* mächtige Lagergangbreccie später durch eine WNW—OSO verlaufende Verwerfung abgeschnitten ist. Das Liegende und das Hangende des Lagerganges wird von kalkig-dolomitischen Mendolagesteinen gebildet, und die Kontaktebene war lokal auch eine Ebene von Differentialbewegungen. Die große Menge der Intrusionen in Sass d'Arbacia deuten darauf hin, daß die Schichten ganz nahe einer Eruptivspalte waren oder eine lokale Ausbruchstelle.

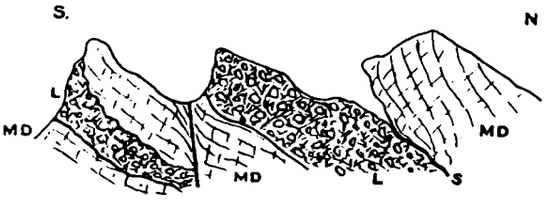


Fig. 15. Ein zerschnittener Lagergang in Ost-Rodella. *MD* = Mendoladolomit, *L* = Lagergang, *S* = Schubfläche

Schon Mojsisovics erkannte die Intrusivnatur von vielen der Gesteine im Sass-d'Arbacia-Abschnitte (vgl. Dolomitriffe S. 189). Es muß jedoch betont werden, daß die Lagergänge und die Lagergangbreccien hier sowohl in ihrer Beziehung zur unteren und mittleren Trias als auch in ihrer Struktur vielen ähnlichen Vorkommen innerhalb des Buffaure-Massivs ähneln, welche in der Arbeit von Mojsisovics unter die Gruppe der vulkanischen Aufschüttungen, die sich auf der Erdoberfläche verbreiteten, eingereiht wurden.

Am Sass d'Arbacia kann man leicht sehen, daß die Kalkgesteine oberhalb des Mendolahorizonts so sehr teils durch die Einschaltung dieser oberflächennahen Lagergänge verändert und teils auch durch sie ersetzt wurden, daß sie kaum mehr von Tuff- oder Porphyrkalkbreccien effusiven Ursprungs zu unterscheiden sind. Kurz gesagt, es ist, lithologisch betrachtet, nur wenig Unterschied zwischen den Lagergangbreccien, welche in den oberflächlichen Krustenhorizonten, und denjenigen, welche an der Oberfläche in Verbindung mit einem Lavaerguß gebildet wurden.

Cima di Rossi: eruptive Schichtenfolge.

Etwas ähnlich mit Sass d'Arbacia in diesen Beziehungen, obwohl sehr abweichend in der Einfachheit ihrer Geologie, ist die dunkle Bergmasse der Cima di Rossi am Nordabhang des Fassatales zwischen den Arbacia- und Penia-Abhängen. Die Basalgesteine sind unterer Muschelkalk und Mendolagestein, das letztere ist in wechselnder Mächtigkeit vorhanden.

Das darüber folgende Gestein ist eine massige Entwicklung von Augitporphyrit oder begleitenden Breccien, die diskordant auf hohen Horizonten des unteren Muschelkalks oder auf Mendolagestein liegen. Gewöhnlich ist die Breccie grob, sie kann aber auch aus kleinen Kalkbruchstücken zusammengesetzt sein, welche ohne eine Spur von Schichtung eng im Porphyrit eingepackt liegen. Manchmal hat diese Breccie eine Tuffbeimengung zusammen mit dem Porphyrit, und sie kann entweder wie eine Gangbreccie in vertikaler Lagerung den Schichtenflächen des Kalks angelagert sein oder unter verschiedenen Winkeln quer darüber abschneiden.

Der basale Porphyrit ist also ebenso als Intrusion in diese Horizonte eingedrungen als auch darübergeflossen. Es gibt hier keine regelmäßigen Kalke, weder aus den höchsten Horizonten des alpinen oberen Muschelkalks noch von Buchensteiner Alter, in diesem Teile der Schichtenfolge; aber die Kalkbruchstücke innerhalb der Basalbreccien stammen aus verschiedenen Horizonten samt Marmolatakalk.

Das Porphyritgestein ist feinkörnig, mit großen, schwarzen Augiten und reichlichen kleinen Plagioklasen, welche hie und da unter Andeutung einer Fluxionstruktur angeordnet sind. Es stimmt mit dem feldspatreichen Typus der Zone II überein und ist ein Andesit.

Die Gesteine über dem Porphyrit sind im Detail im folgenden Profil angegeben, welches aus dem Canazeital nach O zum Col di Tenna, 2073 *m*, gezogen wurde, an der niedrigsten Erhebung des Gipfelrückens. Das Streichen ist im allgemeinen N 30° W und das Fallen etwa 25° OSO. Die Mächtigkeiten sind annähernd geschätzt.

Tiefere Gesteine der Cima di Rossi.

Hangende: Cassianer Schiefer und Mergel.

Verwerfung mit sanftem Herunterbiegen im O.

Wengener Schichten:

14. Schlackenartige Asche und Tuff . . . . . 35 *m*

13. Grobe, bläulichschwarze Konglomerate von Tuff und Augitporphyritbruchstücken, mit einer leichten Diskordanz auf den Tuffen liegend und große Blöcke von Porphyrit und seltener von Kalk enthaltend . . . . . 20 *m*

12. Dunkelbraun oder olivgrün verwitternde mergelige Tuffe; einige Horizonte führen Pflanzenspuren als kleine kohlige Bruchstücke, auch *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis* . . . . . 8 *m*

11. Mandelsteinlava von pfeilerförmiger Struktur . . . . . 6 *m*

10. Feine Tuffbreccien, gut geschichtet, gelegentlich Bänke von Pflanzenschiefern . . . . . 30 *m*

Gruppe der Mandelsteinlaven und Trümmertuffen (Zone IV der Eruptivserie):

9. Feinkörniger Porphyrit, gelegentlich mit Vertikalrissen und Rosettenstrukturen. Teile des Gesteins sind als Tuffazies entwickelt. Die Augite sind groß und gut ausgebildet, das Gestein stark zersetzt und reich an Zeolithen . . . . . zirka 30 *m*

Gruppe der oberen Buchensteiner und Palagonittuffhorizonte (Zone III der Eruptivserie):

8. Tuffige und mergelige Schiefer . . . . . zirka 15 *m*

7. Fein vermischte, weich verwitternde Breccien von Tuff und Kalk . . . . . zirka 35 *m*

6. Harte, dickgebankte Breccien von Tuff und Lava, gelegentlich mit Kalkeinschlüssen . . . . . zirka 40 *m*

5. Weiche, schwarze Aschentuffe und feine Tuffbreccien, kompakt gebankt, mit Augitkristallen . . . . . zirka 25 *m*
4. Augitporphyritmandelstein mit großen Augiten . . . . . 8 *m*
3. Feinkörnige Tuff- und Kalkbreccie, dicht gebunden und mit kleinen Komponenten; gutgeschichtet und mit Palagonittuffen wechsellagernd . . . . . 15 *m*
2. Tuffbreccien mit grober Bankung, welche vermischte Bruchstücke von Augitporphyrit und Kalk in einer Tuffmatrix enthalten . 25 *m*

Gruppe der typischen Augitporphyrite u. a. (Zone II der Eruptivserie):

1. Augitporphyrit mit massiger, von Spalten durchzogener Struktur und feinkörnigem Charakter, oder grobe Breccien . . . zirka 80 *m*

Im Liegenden: Mendolakalk, auf welchem der Augitporphyrit mit ausgesprochener Diskordanz liegt.

Die lokale Abwesenheit des Knollen- und Hornsteinkalks der Buchensteiner Schichten kann teilweise durch die Annahme einer transgredierenden Ausbreitung der Eruptivgesteine über ältere Gesteine erklärt werden, da sie manchmal auf Mendolagesteinen, manchmal auf unterem Muschelkalk liegen.

Die Buchensteiner Knollenkalke sind sowohl in Sass d'Arbacia im W und in der Gegend von Penia im O aufgeschlossen. In beiden Fällen wäre ihre Lage etwas südlich der Auflagerung der Eruptivgesteine auf Mendoladolomit. Indem die Auflagerung dieser Gesteine auf Werfener Schichten im N davon in Val di Mortiz gelegen ist, dürfte es als sehr wahrscheinlich gehalten werden, daß die Ausflußquelle auf der Nordseite von Cima di Rossi und Sass d'Arbacia war und daß die Lagergänge und Laven hier gegen S ihre Verbreitung hatten.

Dieser Schluß wird gestützt, wenn man den Cima-di-Rossi-Zug von Eruptivfelsen dem Streichen nach gegen ONO verfolgt. Sowohl im petrographischen Charakter als auch in der Aufeinanderfolge und Verteilung der Schichten läßt sich die Eruptivschichtenfolge der Cima di Rossi bedeutend enger mit der am Sass-di-Capello-Belvedere und Col di Lana als am Buffaure vergleichen. Die Beziehungen dieses ganzen Zuges von Eruptivgesteinen sind aber mit lokalen Ausbruchstellen innerhalb des Zuges und an den Hängen des Buchensteiner Tales verbunden. Viele Gruppen von vertikalen Gängen und breiten Lagergängen sind stellenweise vorhanden, mit groben Agglomeraten und Eruptivbreccien vergesellschaftet (Taf. III, Fig. 5, 6).

Es scheint also, daß in dieser Gegend in mitteltriassischer Zeit eine andere Eruptivspalte war, etwas nördlich von der Buffaurehauptspalte und vielleicht davon ein Zweig. Zwischen diesen zwei Spalten und Senkungsgebieten war wahrscheinlich die submarine, höher gelegene Terrasse, auf welcher die Buchensteiner Kalkfazies und der Marmolatakalk des Marmolata- und Collaz-Gebirges sich gesammelt hat.

Allgemeine Bemerkungen über die Buchensteiner Schichten und die Eruptivfolge.

Am Schlusse dieser Beschreibung der Buchensteiner Schichten und der eruptiven Phänomene dieser Periode mögen ein paar der wichtigsten Punkte in der Stratigraphie kurz wiederholt werden.

Die gutgeschichteten dolomitischen und bituminösen Kalke, welche auf Mendoladolomit oder auf Mendolakalk liegen und gewöhnlich untere Buchensteiner Schichten genannt werden, werden von der Verfasserin dieser Arbeit zur anisischen Stufe des alpinen oberen Muschelkalks gerechnet (vgl. S. 28).

Sie ist der Ansicht, daß die ladinische Stufe mit den knolligen, Hornstein führenden Kalken beginnt, welche früher als die mittlere Stufe der Buchensteiner Schichten bezeichnet wurden. Die tiefsten Horizonte dieser Stufe sind gewöhnlich graue Knollenkalke mit kleinen gelben Hornsteinkonkretionen, gelegentlichen Fetzen oder dünnen Zwischenlagen von grünem Tuff und rotbraun verwitterndem, eisenhaltigem Tuff. An Fossilien enthalten die Knollenkalke die typischen ammoniten *Proarcestes Trompianus* und *Protrachyceras Reitzi.*

Gebänderte Schiefer oder schiefrige und plattige Kalke haben eine weite Verbreitung in den höheren Horizonten der Gruppe und enthalten *Daonella Taramellii, D. badiotica, D. tyrolensis, Posidonia Wengensis var. cycloides* und kleine Brachiopoden. Diese wechsellagern mit dickbankigen, knolligen, sandigen Kalken mit reichlichen, gelben Hornsteinkonkretionen oder gehen gewöhnlich nach oben in diese über. Diese Stufe enthält auch dünne Zwischenlagen und größere Fetzen von grünen aphanitischen Tuffen (Pietra verde) und braunen Tuffen.

Die Mächtigkeit der beiden Stufen zusammen oder der ganzen Serie wechselt von etwa 20 bis 50 *m*, wovon die größere Mächtigkeit im südlichen Teil des Gebietes erreicht wird, wo die Bedingungen der offenen See vorherrschten.

Die Profile zeigen, daß diese Entwicklung der Buchensteiner Kalke einen bemerkenswert konstanten und einheitlichen Charakter in dieser Gegend hat, ausgenommen dort, wo sie in eine dolomitische Fazies übergeht, in den Dolomitmassiven.

Es liegt nahe, die petrographischen Merkmale der Hornstein führenden Kalksteine sowohl wie der feinen Tuffe mitsamt Pietra verde mit dem Einfluß submariner Verwitterungsvorgänge und mechanisch-chemischer Umwandlungen in Zusammenhang zu bringen. Am Puflatsch und im Saltrietal sieht man an gewissen Stellen eine Schichtengruppe von lockeren Konglomeraten aus Kalkstücken und Tuffmaterial aufgebaut, während an benachbarten Stellen die Gruppe in ein hartes, festes, kieselreiches Gestein übergeht, wo die Kalkstücke kaum mehr merklich sind, sondern das Gestein in einem fast homogenen Felsen umgewandelt worden ist. Zuweilen ist ein solcher Fels mit grünlichem Tuff überzogen und läßt eine

innige Verbindung der ursprünglichen Sedimentelemente wahrnehmen (S. 50). Die Seichtwasserbildungen im Saltrietal sind in dieser Hinsicht sehr interessant.

Auf diese Hauptserie der Buchensteiner Schichten folgt die obere Buchensteiner Stufe von besonders variablem Typus, in welche die Hauptmächtigkeit der Laven und Palagonittuffe im Fassa- und Grödener Gebiet fällt. In den Gebieten der maximalen eruptiven Ausbrüche, wie in Buffaure und im Durontal, finden sich innerhalb der Spaltenzone keine zusammenhängenden Kalkzonen. In den Gebieten, welche sich am Rand der Eruptivspalten befanden, geht die rein eruptive Fazies oder die groben Eruptivagglomerate in eine Serie über, in welcher Tuffe, Schiefer, Kalke und Eruptivbreccien miteinander wechsellagern oder auch Tuffe und Kalkkonglomerate. Die Kalke sind entweder von plattigem, unreinem Charakter, oder sie sind sehr hornsteinreich und knollig. Die Zwischenlagen von Schiefern und Kalken enthalten manchmal zahlreiche Exemplare von *D. Pichleri* und *Posidonia Wengensis* und, besonders in den Schluchten der Seiser Alpe, eine Ammonitenfauna, die einem Übergang zwischen oberen Buchensteiner und Wengener Schichten entspricht, in welcher *Protrachyceras longobardicum* die am meisten vorkommende Type ist (vgl. S. 35).

In Gebieten der Kalkdolomitfazies gehen diese gemischten Stufen seitlich in Dolomit über und bilden an einigen Stellen die tieferen Horizonte des Schlerndolomits oder an anderen eine deutlich abzutrennende Serie von mehr kristallinem und homogenerem Dolomit über dem knolligen Schlerndolomit, welcher die Hauptstufe der Buchensteiner Schichten repräsentiert. Das typische Schlerndolomitfossil, die *Diplopora annulata,* kommt in diesen beiden Horizonten der Schlerndolomitfazies vor.

Im südlichen oder Fassagebiet geht die obere Buchensteiner Stufe seitlich in die Kalkfazies des Marmolatakalks über, und sowohl am Rande des Buffaure-Massivs als auch am Rodellagipfel ist eine ziemliche Mächtigkeit dieses Kalks vorhanden. *Diplopora annulata* und *Teutloporella herculea* wurden von der Verfasserin im Marmolatakalk im nordöstlichen Teil des Buffaure-Massivs gefunden.

Die grünen Tuffe, welche in wechselndem Maß in der Hauptserie der Buchensteiner Schichten vorkommen, treten auch in der oberen Stufe auf, wo sie, mit Mergeln gemischt, oft das Bindemittel für die Konglomerate bilden. Sie scheinen wenig direkten Zusammenhang mit den lokalen Eruptionen zu haben, sondern eher in dieses Gebiet von überall her eingeschwemmt zu sein und sich im Verhältnis zu den Schichten wie ein gewöhnliches Sediment verhalten zu haben.

Die Schichtenfolge der Buchensteiner Eruptivfazies.

Die tiefsten Eruptivgesteine (Zone I in der Karte der Verfasserin), welche mit der oberen Buchensteiner Serie in Wechsellagerung sind, treffen wir in Form von groben Tuffagglomeraten und -breccien, Augitporphyriten und Tuffkalkbreccien. Diese breiten sich im Buffaure-Massiv weit aus und sind von beträchtlicher Mächtigkeit, kommen aber in den Eruptivgebieten der Seiser Alpe und von Gröden nur lokal vor. Sie sind in beiden Gebieten von Lagergängen von Augitporphyrit durchzogen und öfter von Ergüssen von Augitporphyrillaven bedeckt, welche, wie in einer Anzahl von Lokalitäten gezeigt wurde, im Zusammenhang mit gewissen Gängen und Lagergängen stehen.

Die Stufe von Augitporphyritgesteinen (Andesiten), welche die Zone II in der Klassifikation der Eruptivgesteine durch die Verfasserin darstellt, ist von sehr feldspatreichem Charakter. Wo die Eruptivbreccien (Zone I) fehlen, folgt sie direkt auf die Hauptserie der Buchensteiner Kalke. Eine fast konkordante Schichtenfolge ist im Gebiet des Puflatsch an der Nordwestseite der Seiser Alpe zu finden. Aber sogar hier findet man bei näherer Betrachtung, daß die Buchensteiner Kalke unter einem kleinen Winkel am Porphyrit abschneiden und daß Bruchstücke von den früheren Tuffkonglomeraten und Tuffen darin enthalten sind. Manchmal wurden beträchtliche Abschnitte der höheren Horizonte der Buchensteiner Hauptserie oder der Tuffkalkkonglomerate oder beide zusammen gehoben und darin eingeschlossen, wie an den Abhängen zwischen Frommbach und Frötschbach im W der Seiser Alpe und im Pitzbachgraben im N der Seiser Alpe.

In Fassa sind die Diskordanzen in der Lagerung dieser Stufe viel auffallender. Der Porphyrit liegt an der einen oder anderen Stelle auf verschiedenen Horizonten der mittleren und unteren Trias von Buchensteiner bis zu tieferen Werfener Horizonten, und die Durchschwärmung mit Lagergängen in der geschichteten Folge ist von viel größerer Verbreitung.

Die Beziehungen dieser Lagen von Augitporphyrit zu den Sedimentgesteinen sind so verschieden und in gewissem Sinne so sehr lokalisiert, daß die Verfasserin es für unmöglich findet, sie mit den Bedingungen, welche gewöhnlich mit Oberflächenergüssen von Lava von einem vulkanischen Zentrum aus zusammenhängen, in Einklang zu bringen. Es war die allgemeine Annahme, daß das Buffaure-Massiv der Hauptpunkt der älteren Eruptivvorgänge dieses Gebietes war (vgl. Mojsisovics, „Dolomitriffe", S. 506—510, 524).

In ihren früheren Publikationen über die Dolomiten hat die Verfasserin den Zusammenhang der Eruptivgesteine mit langen Krustenspalten und -öffnungen an verschiedenen Stellen betont. Die obenstehende Serie von detaillierten Profilen im Verein mit der geologischen Karte zeigen, daß Lagergänge in unserem Gebiet viel weiter verbreitet sind, als man annahm. Die tatsächliche Verteilung der Lagergänge von Feldspatandesit zeigt eine Korrelation zwischen einer Eruptivzone längs des Grödener Gebietes und anderen im Gebiete von Fedaja und Fassa. Längs dieser Zonen befanden sich lokale Öffnungen oder Löcher, von welchen aus gelegentliche Adern oder Lagergänge aufstiegen oder ihren Ursprung nahmen. Die hauptsächlichsten Lagergänge in diesen beiden Gebieten zeigen eine rapide Mächtigkeitsabnahme gegen S und eine mehr stufenweise Abnahme gegen N, woraus hervorgeht, daß die führende Eruptivspalte oder eine Gruppe von Spalten in jedem dieser Fälle sich dort befand (vgl. Fig. 17).

Die Richtung dieser Spaltengruppen scheint WNW—OSO gewesen zu sein, wenn auch wegen der nachfolgenden deformierenden Veränderungen der ursprüngliche Verlauf nur durch Kombination von verschiedenen Beweispunkten bestimmt werden kann. Der mineralogische Charakter dieser frühen Lagergänge und ihre Ausdehnung zusammen mit den Orten der Akkumulation der frühen Tuffagglomerate und Breccien bieten wichtige Grundlagen für eine Rekonstruktion der ursprünglichen Lage der eruptiven Brennpunkte (vgl. Fig. 17).

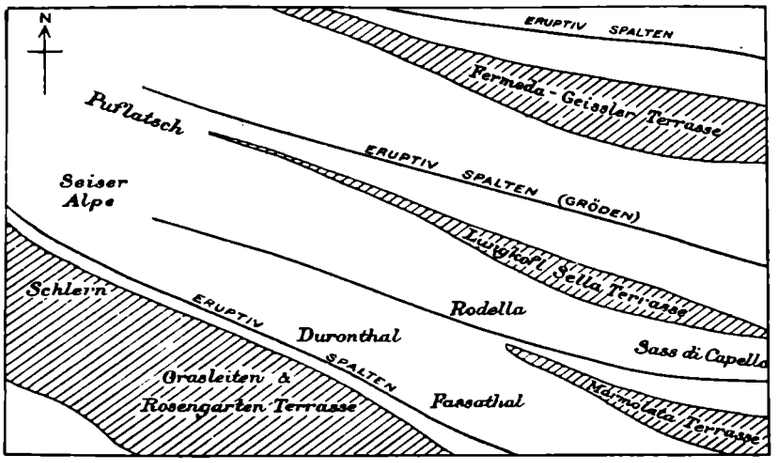


Fig. 16. Schematische Skizzenkarte der Faziesverteilung gegen Ende der oberen Buchensteiner Periode.

Die nächste Stufe von Eruptivgesteinen (Zone III) enthält die höchst charakteristischen Palagonittuffe, welche mit groben oder feinen Breccien, die aus eruptivem und kalkigem Material bestehen, wechsellagern.

Die Tuffe dieser Stufe sind, wenn sie auch in der Mächtigkeit ungemein wechseln, doch von sehr ähnlicher Konstitution das ganze aufgenommene Gebiet hindurch. Die größten Mächtigkeiten werden in Buffaure und am Monte Dona erreicht (S. 89—90).

Der nächste Horizont (Zone IV) ist der der hauptsächlichsten Oberflächenergüsse von Melaphyr. Diese Laven sind Andesite mit mehr Augit als die früheren Decken oder Lagergänge, und sie sind im ganzen Gebiet sehr gleich. In einem großen Verbreitungsgebiet sind sie Mandelsteinlaven, zeigen aber in beträchtlichen Teilen massige Struktur und Pfeiler- und Rosettenbildungen. Diejenigen im Fassagebiet, hauptsächlich gewisse dünne Lavaergüsse mit mehr Feldspat an der Basis der Stufe, sind besonders reich an Zeolithen (vgl. Ciamol, S. 40). Gelegentlich treten Tufflagen zwischen den Ergüssen im Fassagebiet und in geringerem Maße auch im Grödener Gebiet auf.

Die Palagonittuffstufe und die oberen Buchensteiner Horizonte sind unter diesen Ergüssen an vielen Stellen von Vertikalgängen durchbrochen, von welchen viele in die darüberliegende Lavadecke eindringen, z. B. Frommbach rechte Seite, Saltriebach, Aschkler Alpe im Grödener Gebiet und sehr zahlreich in Buffaure. Andere Gänge, Porphyrit- und Trümmergänge, sind noch jünger und von unbestimmbarem Alter.

Krustenbewegungen in der oberen Buchensteiner Zeit.

In den vorangehenden Beschreibungen der oberen Buchensteiner Serie wurde ihre extreme Variabilität und ihr Wechsellagern mit gemischten Konglomeraten und Eruptivgesteinen in Zusammenhang gebracht mit der Verteilung von gleichzeitigen Dislokationen im westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung, wobei an vielen davon eruptive Öffnungen tätig waren.

Es wurde gezeigt, daß entlang gewisser Verwerfungsspalten Differentialbewegungen stattfanden und daß im gehobenen Flügel Lagergänge in die älteren Triasschichten eindrangen, während im gesenkten Flügel das Material der Lagergänge in Lagen an der Krustenoberfläche oder nahe daran überging, wobei die Buchensteiner Horizonte und wechsellagernde Tuffe aufgebrochen und durcheinandergemischt wurden. An manchen Stellen bildeten sich im Zusammenhang mit diesen Niveauveränderungen kurze Perioden von Oberflächenerosion aus, dann folgte eine Senkung und ein Übergreifen

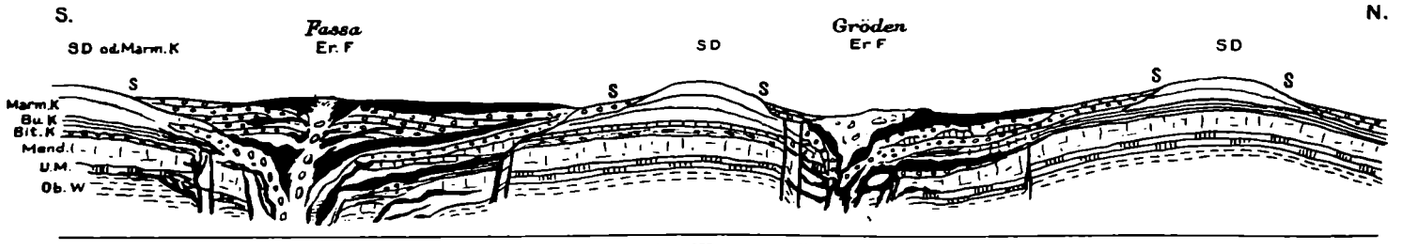


Fig. 17. Schematisches Profil durch den Meeresboden zu Anfang der Wengener Periode (Tuffhügel sind ausgelassen). Die Hauptzüge sind die zwei Gebiete der Eruptivfazies zwischen höheren Terrassen mit Algen und anderen organischen Rasen, dazwischen Abdachungen und Konglomerate und zum Teil Korallenbildungen und Seichtwasserfauna; vertikale Spalten- und Störungszonen sind in den Grenzgebieten angedeutet. *ObW* = Obere Werfener Schichten; *UM* = Unterer Muschelkalk; *Mend* = Mendolakalk oder Dolomit; *BitK* = Bituminöse Grenzzone; *BuK* = Buchensteiner Kalk; *MarmK* = Marmolatakalk; *SD* = Schlerndolomit; *ErF* = Eruptivfazies von Tuffen, Porphyriten, Konglomeraten usw. mit Einlagerungen von Mergelschiefern und Kalken; *S* = Schelfabhang, gegen außen mit günstigen Lagen für Korallen und Seichtwasserfaunen.

der eruptiven Serie über die unebene Erosionsfläche. Das wurde besonders an dem ursprünglichen Südrand der Eruptivzone von Fassa und vom Monte Dona gezeigt und auch an dem Nordostrand, wenn es auch dort durch die nachfolgenden Deformationen viel komplizierter geworden ist.

Die verschiedenen Oszillationen und Niveauänderungen folgten so genau den Richtungen der Eruptivzonen, daß sie einen Beweis für eine systematische Serie von Deformationen von subplikationalem Charakter im Laufe der Entwicklung während der oberen Buchensteiner Zeit liefern. Sie formten submarine Plateaus und dazwischenliegende Depressionen in WNW-OS-O-Richtung, und die Depressionen oder Hauptsenkungsgebiete waren diejenigen, welche von den Eruptivspalten geschnitten wurden (Fig. 17).

Im allgemeinen kann man sagen, daß das ganze Gebiet im N und W der Fassaeruptivspalten im Vergleich zum Fassagebiet und zum südlichen Teil ein Hebungsgebiet war. Im Gebiet der Grödener Spalte wurden die Konglomerate und Kalke in weitem Umfang während Eruptionsintervallen in der oberen Buchensteiner Zeit abgelagert. Im Fassagebiet herrschte die eruptive Fazies fast ununterbrochen, während im S von Buffaure die kalkige Entwicklung die ganze obere Buchensteiner Zeit hindurch andauerte und uns in der Marmolatakalkfazies erhalten ist.

Wenn wir die orographischen Bedingungen des Meeresgrundes in dieser Periode näher betrachten, so können wir innerhalb der Grenzen der geologischen Karte gewisse Hauptzüge von N nach S beobachten.

Im nördlichen Teil befand sich ein submarines Plateau, wo jetzt die Buchensteiner und obere Buchensteiner Dolomitfazies die tiefsten Horizonte des Schlerndolomits im Fermeda-Massiv und in der Geißlergruppe bildet. Es setzte sich gegen WNW weiter und wurde südlich davon gegen Seceda und Aschkler Alpe niedriger.

An den Aschkler Abhängen wechseln die oberen Buchensteiner Schichten rapid zwischen sandigem und knolligem Kalk mit dünnen Tuffzwischenlagen und der charakteristischen Serie von grobem Tuff und Kalkkonglomeraten und wechsellagernden Tuffen (Zone III), gefolgt von den Laven der Zone IV. Mehrere Lagergänge der Zone II kommen in tiefen Horizonten vor.

An den Abhängen gegen das Grödener Tal sind diese immer mächtiger und ebenso auch die wechsellagernden Tuffe der III. Zone wie auch die Oberflächenlaven der IV. Zone. Diese Verhältnisse setzen sich in den Südabhängen fort, z. B. im Jendertal (unteren Saltrietal).

Etwas weiter südlich vom Grödener Tal nehmen die Lagergänge an Mächtigkeit ab, und die eruptiven Entwicklungen in der III. und IV. Zone werden dünner.

Südlich des Grödener Gebietes bestand ein anderes submarines Plateau in der oberanisischen und Buchensteiner Zeit, an dessen Rand sich die Breccien des obersten Muschelkalks ansammelten und auf welchem sich später die Buchensteiner und obere Buchensteiner Dolomitfazies entwickelte, wie man sie jetzt im Schlerndolomit der Südwände des Langkofels und Plattkofels sieht.

An seiner Südseite befand sich die sich senkende Eruptivzone, die jetzt mit der Anhäufung der Tuffe und Laven auf der Cima di Rossi und auf dem Rücken westlich davon, zwischen dem Buchensteiner Tal im N und dem Fedajatal im S, in Zusammenhang steht.

Das Plateau, das im S dieser Spaltendepression lag, war dasjenige, auf welchem sich in der oberen Buchensteiner Zeit der Marmolatakalk zu bilden begann. Am südlichen Abhang dieses Plateaus lag als die Haupteruptivzone dieses Gebietes diejenige von Buffaure und Mt. Dona. Während diese beiden im östlichen Teil des untersuchten Gebietes gut begrenzt waren, war die Begrenzung gegen die Seiser Alpe im W weniger ausgeprägt, wenn man auch dort gleichfalls sehen kann, daß die Lagergänge an eine nördliche (Gröden) und an eine südliche (Mahlknecht) Spalte geknüpft waren, von welchen die letztere wahrscheinlich entweder die Fortsetzung der Zone von Buffaure oder der von Fedaja oder von beiden repräsentiert, da diese beiden Spalten Verzweigungen der Hauptspalte gewesen sein können.

Das submarine Plateau im S der Hauptspalte war dasjenige, auf welchem im westlichen Teil die Buchensteiner und die obere Buchensteiner Stufe in der Schlerndolomitfazies durch den Schlern und das Rosengartenmassiv repräsentiert werden, während sich im östlichen Teil während der oberen Buchensteiner Stufe Marmolatakalk auf dem Col Sabie und dem Mairins an den Südhängen von Buffaure entwickelte und sich zu viel größerer Mächtigkeit in der nachfolgenden Stufe in der Vallaccia- und Costabellakette südlich vom Nicolotal und Uomo, Col Ombert und Cima di Cadin weiter östlich fortbildete.

3. Ladinische Stufe (Fortsetzung).

C. Wengener Schichten.

Zone des *Protrachyceras Archelaus* Laube.

(Vgl. Paläontolog. Teil: Tafel VII und VIII, S. 56—69.)

Das Relief des Meeresgrundes war zu Beginn der Wengener Stufe ganz besonders verschieden, ein Resultat der Krustenbewegungen und der eruptiven Tätigkeit während der oberen Buchensteiner Zeit. Der Hauptzug war die Existenz einer Serie von zusammenhängenden oder unterbrochenen submarinen Terrassen in WNW-OSO-Richtung, welche die Bogen oder Sättel im mitteltriassischen Deformationssystem darstellen. Innerhalb der Grenzen der beiliegenden Karte gab es vier Hauptterrassen, auf welchen sich stellenweise in der Buchensteiner Zeit die Kalkdolomitfazies entwickelt hatte: 1. im nördlichen Teil, in der Erhebungszone von Fermeda, Geißler und Medalges; 2. im mittleren Teil, in der Langkofel- und Plattkofelzone; 3. in der Marmolata und im Collaz im S der ausgeprägten Depressionszone von Fedaja; 4. im ausgedehnten Gebiet südlich der Haupteruptivspalten von der Seiser Alpe bis Buffaure, welches jetzt durch den Schlern und die Rosengartengruppe im W des Fassatales und die Vallaccia- und Costabellakette im O des Fassatales repräsentiert wird (Fig. 12).

Schon oben wurde auf Grund des Fazieswechsels gezeigt, daß die Hauptverwerfungen dieser Periode an der Nordseite der Terrassen gelegen sein mußten, da in allen Fällen die Nordseite einen so kurzen steilen Abhang hatte, daß die eruptive Fazies rapid in der Richtung gegen die Terrasse oder auf dieser auskeilte. Die gehobene Scholle hatte in jedem Fall damals die Form eines niedrigen Rückens oder Plateaus, mit sanfterem Abhang an der Südseite, der rapid steiler wurde, wo er sich der nächsten Zone eruptiver Tätigkeit im S näherte (vgl. Fig. 13).

Auch die dazwischenliegenden Eruptivzonen waren von asymmetrischer Gestalt. Sie lagen 1. im Gebiet von Villnös und beim Kreuzjoch, nördlich der Fermeda- und Geißlerterrasse, 2. im Gebiet von Aschkler und Gröden im N der Langkofel- und Sellaterrasse, 3. in der Seiser Alpe und in den Gebieten von Mahlknecht, Duron und Fedaja, einschließlich des Monte Dona und Buffaure-Massivs im N der südlichen submarinen Plateaus.

Die WNW—OSO ziehenden Serien von Hebungen waren also eine von der anderen durch Verwerfungen getrennt, und da die allgemeine Tendenz für jede Hebung war, im S niedriger zu sein als der nördliche Nachbar, so lag ein regionaler Unterschied in der Tatsache, daß das ganze Gebiet südlich der Mahlknecht-Duron-Fedaja-Linie und östlich von Fassa relativ mehr gesenkt war als das Gebiet im N und W. Es kam unter die Bedingungen von offenerer See, während das nördliche Gebiet unter littoralen Bedingungen war, da es ein Teil einer regional verhältnismäßig hohen Erhebungszone war.

Es soll bemerkt werden, daß die maximale Mächtigkeit der Tuffe, welche in der oberen Buchensteiner Stufe ausgeworfen wurden, in ihrer Lage mit der Zone maximaler Krustenunbeständigkeit, nämlich der Passage zwischen den relativ mehr gehobenen und mehr gesenkten Gebieten, wie sie durch die Bewegungen in dieser Periode begrenzt wurden, zusammenfielen.

Die Aufhäufung des neuen Eruptivmaterials war an gewissen Stellen so groß geworden, daß die Depressionen, innerhalb welcher seine größten Mächtigkeiten erreicht wurden, viel seichter geworden sein mußten, und hie und da hat es darin Tuffinseln gegeben. Solange sie jedoch noch wiederholtem Eindringen von Magma unterworfen waren und die Senkung andauerte, gab es nur einen sehr unbedeutenden Wechsel in der Verteilung der marinen Organismen — sowohl der marinen Flora als auch der Fauna. Dies gilt im allgemeinen für die obere Buchensteiner Stufe, aber die positiven Bewegungen besonders im nördlichen Gebiet nahmen in der Wengener Zeit zu, und die Terrassenflächen wurden breiter.

Das Auftreten von Landpflanzenresten und die Bildung von Strandkonglomeraten waren beides charakteristische Merkmale für den nördlichen und nordwestlichen Teil des Gebietes während der oberen Buchensteiner Stufe. Dieser Teil lag augenscheinlich in der Nachbarschaft einer alten Küste, und eine Littoralfauna erschien in den frühen Wengener Ablagerungen — Schiefern und Tuffen — im Zusammenhang mit Landpflanzenresten. Mit der Verbreitung der submarinen Terrassen wurden die Ablagerungen der Wengener Stufe dort kalkig. Inzwischen häuften sich noch immer in der Duron- und Fassadepression im S mächtige Tuffe und Laven an.

Die Fermeda- und Langkofelrücken waren noch immer daran gehindert, sich gegen W zu auszubreiten, da dort noch eruptive Tätigkeit andauerte. Infolgedessen war dieses westliche Gebiet mehr lokalen Bedingungen unterworfen und nahm nicht so frei Anteil an den regionalen Veränderungen, die stattfanden. Je mehr sich die Eruptivgesteine im Fassa- und Grödener Gebiet anhäuften, um so mehr wurde das westliche Gebiet vom O und S abgeschlossen und vor der mannigfaltigen Fauna der offenen Meere geschützt. Dies ging in steigendem Maße die Wengener und Cassianer Stufe hindurch weiter.

Die Eruptivspalten im Gebiet von Gröden und Villnös waren fortgesetzt noch von Zeit zu Zeit tätig während der Wengener Zeit, und als die Tuffe mächtiger wurden, breiteten sich die Bedingungen des seichten Wassers von den Rücken her gegen N und S aus und versetzten einen ausgedehnteren Teil des Meeresgrundes unter die bathymetrischen Bedingungen, die zum Gedeihen von Algen und von Korallen und anderen kalkbildenden Organismen erforderlich sind. So entwickelte sich das kalkig-dolomitische Gesteinsmaterial auch außerhalb der ursprünglichen schmalen Rücken.

Die Nordseite des Grödener Tales.

Die Wengener Schichten der Aschkler- und Cislesalpe südlich vom Secedarücken sind als eine mächtige Stufe von gemischten Tuffen und tuffigen Schiefern und Kalken entwickelt, welche gegen N in eine besonders geringmächtige Stufe von Dolomit- oder Kalkgesteinen im Seceda- und Panapaßrücken übergehen. Die Kalkdolomitfazies wird später mit der ähnlichen Cassianer Fazies zusammen beschrieben werden.

An der Aschkler Alpe folgen die Wengener Schichten auf Augitporphyrite, welche auf der Stufe der oberen Buchensteiner Tuffe und Tuff- und Kalkkonglomerate liegen (vgl. S. 46). Der Abstieg vom Aschklerrücken zum Kukapaß zeigt nachstehende Schichtenfolge:

Im Hangenden: Cassianer Schichten.

6. Stufe von Porphyrittuffen und Tuffbreccien, welche hauptsächlich kleine Einschlüsse von Augitporphyrit und Bruchstücke von unteren Wengener und Buchensteiner Gesteinen enthalten. Die feineren Breccien sind regelmäßig in kugeliger oder polygonaler Form von Spalten zerrissen, so daß verwitterte Flächen wie sorgfältig aufgemauerte Pflasterungen aussehen . . . . . 20 *m*

5. Dunkelblaue, glänzende Tonschiefer mit *Daonella Lomelli*, Posidonien und *Orthoceras elegans* Münst. Einige Schichten sind voll von guterhaltenen Steinkernen von *Posidonia Wengensis*, andere sind dichterfüllt von *Avicula globulus*. Merkwürdige gerippte Oberflächen kommen vor in den Aviculenlagen, welche durch das Zusammenpressen von unzähligen Fossilien knollig oder warzig aussehen . . . . . 4 *m*

4. Feine Tuffbreccien, braun und olivgrün. Diese enthalten in großer Zahl winzige Bruchstücke der grünen Tuffe, auch der Palagonittuffe, und repräsentieren wahrscheinlich die Struktur, die Richthofen als „regenerierte Tuffe" bezeichnet hat. Sie enthalten zerbrochene Reste von einer Landflora . . . . . 15 *m*

3. Graue, schiefrige Kalke und Mergel, sehr stark von Adern von hellgrünem Serpentin- und zersetztem Porphyritgestein oder von Kalzit durchzogen. In einer Schichte wurde eine Anzahl von Ammonitenarten gefunden: *Protrachyceras Archelaus* Laube, *Protrachyceras Mundevillae* Mojs., *Protrachyceras ladinum* Mojs., sehr zahlreich *Posidonia Wengensis* und *Avicula globulus*, auch *Daonella Lommeli* . . . 5 *m*

2. Mandelsteinlava von wechselnder Mächtigkeit; sie entsendet Apophysen in Nr. 3. Hier zirka . . . . . 4·5 *m*

1. Dunkle Schiefer, mit *Daonella Lommeli* und mit schwarzen, weichen Schichten wechsellagernd, welche gelegentlich guterhaltene Pflanzenreste führen. Mächtigkeit zirka . . . . . 1·5 *m*

An der Basis: Hauptergnß von Mandelsteinlava (Zone IV).

Die oben beschriebene Entwicklung der Wengener Schichten ist in der Kukadepression mindestens 40—50 *m* mächtig. Sie ist in der Gegend der Vereinigung des Aschkler und Incislesbaches stark von Moräne überdeckt.

Andere ziemlich gute Aufschlüsse von Wengener Schichten kann man an der Ostseite der Aschkler Alpe untersuchen, wo sie von der Kleinen Fermedakette als ein niedriger Rücken zwischen dem ausgedehnten Gebiet der Cislesalpe im O und den mit Moräne und Dolomitblöcken bedeckten grasigen Abhängen der Aschkler Alpe im W nach S ziehen. Sie tauchen unter dem Moränenmaterial genau im S dieses niedrigen Rückens wieder hervor. Ein vollständiges zusammenhängendes Profil kann man nicht erhalten, doch ist die nachstehende Schichtenfolge aus den Beobachtungen am niedrigen Rücken unterhalb der Fermeda kombiniert.

Aschkler Alpe: Ostseite.

Schichten im Hangenden: Untere Cassianer Mergel mit schlechterhaltenen Fossilien.

4. Stufe von Tuffen, dunklen, glänzenden Schiefern und gebänderten, schiefrigen Kalken, die gelblichbraun verwittern. Die Schiefer sind voll von Posidonienarten und den kleinen Aviculen. In den höheren Niveaus, nahe bei Fermeda, wurden halbwegs gut bestimmbare Stücke von *Trachyceras ladinum* und *Archelaus* in gebänderten Kalken gefunden.

3. Porphyrittuffe mit kleinen Fossilspuren von Landpflanzen.

2. Blaßgrauer, kieseliger Kalk, den man längs der ganzen Westfläche des niedrigen Rückens verfolgen kann.

1. Blaugraue Schiefer und Mergel mit einer Mächtigkeit von 8 *m*. Sie enthalten *Daonella Lommeli, Posidonia Wengensis,* die kleine *Avicula globulus* und fossile Pflanzenreste. Im unteren Teil findet sich als Einschaltung ein amygdaloider Erguß von Mandelsteinlava mit schaliger Verwitterung, zirka 1 *m* mächtig.

Die Horizonte 2, 3 und 4 nehmen an Mächtigkeit gegen N, das ist in der Nachbarschaft der mitteltriassischen Ablagerungen der Fermedaterrasse, rapid ab. Sie sind zusammen gegen 15 *m* mächtig, haben aber eine große Oberflächenverbreitung, da sie mit dem Abhang fallen.

Ein ziemlich vollständiges Profil kann man am Nordabhang der Schwatschalpe, von zirka 1800 *m* nach aufwärts erhalten.

Schwatschalpe.

Hangendes Gestein: Cassianer Kalke und Mergel der Schwatschalpe.

6. Porphyritische Tuffe und Tuffbreccien, in den höheren Horizonten mit geringmächtigen Kalken wechsellagernd oder Kalkblöcke enthaltend . . . . . 25—30 *m*

5. Glänzende, mergelige Schiefer und Pflanzenschiefer, mit geringmächtigen Laven wechsellagernd . . . . . 4 *m*

4. Massige Lava mit Blockstruktur . . . . . 2 *m*

3. Schieferige Kalke und mergelige Schiefer mit *Posidonia Wengensis* in großer Zahl auf den Schichtenflächen . . . . . 6 *m*

2. Lava mit Mandelsteinen . . . . . 4—5 *m*

1. Zwischenlagen von Tuffen und tuffigen Schiefern mit *Daonella Lommeli* und Pflanzenresten . . . . . 9—10 *m*

An der Basis: Melaphyrmandelsteine, oft voll von Mandeln. Das Gestein enthält reichlich schwarze Augite, ist auf frischen Bruchflächen grünlich und verwittert rötlichbraun. Pfeilerbildung kommt im Hauptteil des Gesteins vor.

Die Sedimentgesteine sind denjenigen im WNW, in der Kukadepression, sehr ähnlich, hier sind aber mehr Laven in den tieferen Horizonten eingeschaltet. Die Stufe ist hier arm an Fossilien.

Das obenstehende Profil möge mit der Serie auf den Südabhängen der Schwatschalpe in der Nähe von Pozza und Pigon im Grödener Tal, gegenüber von Wolkenstein verglichen werden. Vom Abhang bei Pigon stammt das folgende Profil:

Hangendes Gestein: Untere Cassianer Mergel und dünne Bänke von fossilführendem Kalk.

5. Tuffe und tuffige Sandsteine mit *Posidonia Wengensis* und *Avicula globulus.*

4. Mandelsteinlava . . . . . 2 *m*

3. Mergel und Schiefer mit glatten, glänzenden Schichtenflächen, manchmal feinknollig und verkohlte Landpflanzenreste führend 3—4 *m*

2. Mandelsteinlava . . . . . 4—4·5 *m*

1. Braune und schwarze tuffige Schiefer mit *Daonella Lommeli* und verkohlten fossilen Stengeln und Blättern.

An der Basis: Melaphyr als massiver Strom, 30—35 *m* mächtig.

Dieses Profil ist eine Fortsetzung des wichtigen Profils der Buchensteiner Schichten, das von den Pozza-Abhängen stammt (S. 66).

Diese Profile zeigen, daß die Schichtenfolge in den südwestlichen und südlichen Teilen des Aschkler- und Incisles-Gebietes mächtig war und an Mächtigkeit gegen NO abnahm, wo die Schlerndolomitfazies vorhanden ist.

Die Südseite des Grödener Tales.

Wengener Schichten im Wiesenland von St. Christina.

Im S des Grödener Tales tritt die Tuff-Fazies der Wengener Schichten im Wiesenland von St. Christina auf weite Strecken zutage. Die untersten Stufen sind am linken Ufer des Ampezzanbaches von etwa 1520 *m* Höhe bis 1540 *m* aufgeschlossen. Sie werden durch eine WNW—OSO streichende Verwerfung zerschnitten. Die nachstehende Schichtenfolge kann man am Abhang und in den Bachaufschlüssen in der Nähe von Nusca sehen.

Das darüberliegende Gelände ist nicht aufgeschlossen.

15. Porphyritische Tuffe (nur wenige Meter aufgeschlossen).

14. Tuffige Mergel mit schwarzen Spuren von Landpflanzen.

13. Olivgrüne feine Tuffbreccien.

12. Schwarz- und braungebänderte porphyritische Tuffe und Tuffbreccien.

Verwerfungsfläche, deren Richtung N 75° W ist und welche steil gegen S geneigt ist. Die Schichten sind an beiden Seiten gestört und verbogen.

11. Schwarze Tuffe mit Einschaltungen von tuffigen Mergeln . . . . . 10—12 *m*
10. Porphyritische Tuffe, welche gelegentlich kleine Blöcke von Augitporphyrit führen . . . . . 0·75 *m*
9. Tuffige Mergel und mergelige Schiefer mit Kalzitadern . . . . . 2—3 *m*
8. Eine Stufe von mächtigen Bänken aus porphyritischem Tuff und tuffigen Mergeln, welche *Posidonia Wengensis* in großer Individuenzahl und ziemlicher Größe führen . . . . . 6—8 *m*
7. Porphyritische Tuffe . . . . . 0·70 *m*
6. Dünngebankte Mergel mit Landpflanzenresten und kleinen Posidonien . . . . . 2 *m*
5. Olivgrüne feine Tuffbreccien . . . . . 0·60 *m*
4. Gebänderte dunkelbraune und schwarze oder graue schiefrige Kalke mit zahlreichen Stücken von *Daonella Lommeli* und stengelförmigen Landpflanzenresten . . . . . 4 *m*
3. Porphyritische Tuffe . . . . . 0·60 *m*
2. Mergelige Schiefer und dunkelblaue schiefrige Kalke mit *Daonella Lommeli* und Pflanzenresten . . . . . 4—5 *m*
1. Porphyritische Tuffe und Tuffbreccien, welche grünlich oder bräunlichgelb verwittern und von Adern aus zersetztem Serpentinmaterial durchzogen sind . . . . . 0·75 *m*

Melaphyr, in den oberen Lagen stark von Kalzitadern durchzogen und stark amygdaloidal.

Nr. 1—11 in der Schichtenfolge sind konkordant und erreichen eine Mächtigkeit von ungefähr 36 *m*. Die Horizonte 12 bis 15 über der Verwerfung sind stark gestört und gefaltet, aber sie wiederholen zweifellos die Nummern 4—7 in der Schichtenfolge nördlich der Verwerfung.

Das häufige Abwechseln von sedimentären, fossilführenden Ablagerungen mit Lagen von porphyritischem Tuff ist ein charakteristischer Zug dieser Schichtenfolge, und man kann es etwas weiter westlich wieder beobachten dort, wo die tieferen Horizonte der Wengener Schichten auf den Culatschabhängen ober dem Tervellabach aufgeschlossen sind. Sie kommen hier fast in den gleichen Isohypsen vor, wie an den Abhängen gegenüber von Nusca.

Auf diese Tuffserie von Wengener Schichten folgen in höheren Niveaus ein paar Bänke von Mergeln, welche mit dünnen Lagen von Kalzit wechsellagern. Die Mergel enthalten noch zahlreiche Exemplare von *Posidonia Wengensis*.

An der Westseite des Langkofel- und Plattkofel-Massivs wechsellagern in ungefähr 1940 *m* Höhe, am Piz Dauridel, die Mergel mit Lagen von geflecktem, gelb und blaßgrau verwitterndem Kalk, der ganz voll von *Cidaris*-Stacheln ist, und die Schichtenfolge geht so stufenweise in eine typische Cassianer Serie über mit grünlichen oder rötlichbraunen Tuffen, feinen kalkigen Mergeln voll kleiner „Stuores"fossilien und mächtigen, unregelmäßigen Bänken der *Cidaris*- und Korallenkalke, welche man „Cipit"kalke nennt.

Man kann aus der obigen Beschreibung sehen, daß die Entwicklung der Wengener Schichten im Christina Wiesenand an den Südabhängen des Grödener Tales eine sehr große Ähnlichkeit mit ihrer Entwicklung auf der Aschkler- und Schwatschalpe zeigt. Sie sind aber bedeutend mächtiger, wahrscheinlich 80—100 *m* mächtig. Diese lokale Zunahme stimmt mit einer Beobachtung überein, welche im Zusammenhang mit den Buchensteiner Tuffen gemacht wurde, daß nämlich deren mächtigste Ansammlungen sich an der nördlichen oder steilen Seite der ursprünglichen, WNW—OSO sich erstreckenden, gehobenen Scholle aufhäuften, also an der Südseite der Zone von eruptiver Tätigkeit.

Die Verteilung der aus Lava und Tuff gemischten Agglomerate und die Gegenwart von Lagergängen des tieferen Augitporphyrits erreichen hier ihr Maximum an den Abhängen bei den Ortschaften St. Christina und St. Maria in Wolkenstein und an den unmittelbar angrenzenden Abhängen an der Südseite des Grödener Tales und im Saltrietal. Die groben Konglomerate der Buchensteiner Stufe sind in demselben Gebiet vorhanden und sind sehr gleichmäßig entwickelt.

Diese charakteristischen Züge in der Variation der Wengener Schichten unterstützen übereinstimmend die Schlußfolgerung der Verfasserin, daß sich nämlich hier eine Eruptivspalte in der oberen Buchensteiner Zeit befand, welche auch während der ganzen Wengener Zeit tätig blieb und deren Tätigkeit während der Cassianer Zeit abnahm.

Wengener Schichten auf der Seiser Alpe.

Die mächtigen Tuffe der Wengener Stufe, die sich im S der Grödener Spalte ansammelten, sind sowohl am östlichen als auch am westlichen Abhang des unteren Saltrietales vorhanden. An der Westseite sind sie auf der hohen Terrasse des Wolfbüchels aufgeschlossen. Dann nehmen sie rapid, beinahe plötzlich an Mächtigkeit ab.

Im Pitzbach, südlich der Schgagulhütte, ist die Wengener Schichtenfolge die nachstehende:

Im Hangenden: Untere Cassianer Tuffe.

4. Dunkelgrauer Kalk und Kalkschiefer voll von *Posidonia Wengensis* . . . . . 3 *m*
3. Sandige, gelb verwitternde Tuffe mit unebenen Schichtenflächen; sie enthalten kleine Bruchstücke von Landpflanzen . . zirka 10 *m*
2. Spaltbare, dunkelblaue mergelige Schiefer mit *Daonella Lommeli*, Posidonien und Aviculen . . . . . 2·5 *m*
1. Braun verwitternde, tuffige Plattenkalke mit *Daonella Lommeli* und sehr reichlichen großen Exemplaren von *Posidonia Wengensis*; auch *Avicula globulus* und verkohlte Landpflanzenreste kommen vor. An der Kontaktfläche gegen den Augitporphyrit sind die Schiefer oft grün gefärbt, was beweist, daß die Lava noch nicht ganz kalt war, als die Schiefer sich zu bilden begannen. Sie legen sich eng an die unebene Oberfläche des Porphyrits an . . . . . 8 *m*

An der Basis: Sehr stark amygdaloidaler und zersetzter Melaphyr mit sekundär gebildeten Mineralien in drusigen Hohlräumen und Adern; Quarz, Kalzit, roter Heulandit, Eisenoxyde usw. Sowohl hier als auch an der rechten Seite des Pitzbaches am Wolfbüchl ist der untere Teil oft parallel zu den Schichtenflächen der Sedimentgesteine gespalten, und die Struktur zeigt eine deutliche Schieferung.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten ist hier zu weniger als 25 *m* reduziert, also viel weniger als im Wiesengebiet von Christina im O. Die geringere Mächtigkeit der Tuffe macht den Unterschied aus. Wie man in den

weiteren Profilen sehen kann, setzt sich diese abweichende Entwicklung westwärts die Seiser Alpe hindurch fort, während das Saltrietal östlich von der Seiser Alpe die gleiche mächtige Tuffanhäufung wie im Wiesenland von St. Christina zeigt.

Diese stratigraphische Tatsache im Verein mit gewissen ähnlichen Beobachtungen in der Gegend von Mahlknecht hat einen großen Einfluß auf die Deutung der mitteltriassischen Krustenbewegungen.

Wir haben im aufgeschlossenen Bachbett des Saltriebaches in zirka 1560 bis 1580 *m* Höhe den Beweis für eine alte gegen N gerichtete Flexur der Buchensteiner Knollenkalke, die in westnordwest-ostsüdöstlicher Linie von dem Confinboden im O und zum nördlichen Puflatsch im W streicht. Sie bildete die südliche Begrenzung der Lagergänge, welche von der Grödener Eruptivspalte aus in der oberen Buchensteiner Stufe eindrangen. Im S der Flexur bestanden Diskordanzen und falsche Schichtung in den höheren Horizonten der oberen Buchensteiner Stufe (siehe S. 53).

Nun finden wir, daß der östliche Teil dieses Seichtwassergebietes in der nächstfolgenden Wengener Stufe von neuem versenkt wurde im Verhältnis zum Pitzgebiet im W. Denn nicht anders kann man das Eindringen und die Sedimentation der mächtigen Wengener Tuffmassen im Saltrietal und im Christina Wiesenland und ihr rapides Abnehmen an Mächtigkeit gegen W zu erklären. Es dürfte sich wohl eine nach abwärts gerichtete Flexur oder eine Querspalte im Meeresgrund an der östlichen Seite des Pitzgebietes, also gegen den Wolfbüchl zu, am Beginn der Wengener Periode befunden haben und sich südlich gegen Mahlknecht und die Seiser Alpe ausgebreitet haben, da sich der gleiche Unterschied in der Natur und der Mächtigkeit der Wengener Schichten hieher fortsetzt.

Das bedeutet, daß die ganze Seiser Alpe zu dieser Zeit ein Wasserbecken war, das ein wenig höher war als das Gebiet von St. Christina, und daß es an seiner Ostseite durch frisch ausgeworfene Massen von Wengener Tuff abgedämmt war.

Die Erkenntnis der stufenweise fortschreitenden Isolierung des Wasserbeckens der Seiser Alpe während der Wengener Stufe würde mit dazu beitragen, den so sehr spezialisierten Charakter seiner Faunen innerhalb der nächstfolgenden Cassianer und Raibler Stufen zu erklären.

Der nächste gute Aufschluß von Wengener Schichten liegt an der Nordseite der Seiser Alpe, am oberen Ende des Puflsgrabens. Er ist ganz in der Nähe der Heisbockhütte, am Abhang eines kleine Baches, der von W herunterkommt.

Wengener Schichten im NW der Seiser Alpe, neben Heisbock.

Schichten im Hangendsten: Untere Cassianer Schiefer und Mergel.

Wengener Schichten;

3. Dünne, dunkelblaue, spaltbare Schiefer mit glänzender Oberfläche und oft voll mit *Avicula globulus*. Die Schichtenflächen sind hier, ebenso wie in Nr. 2, gerippt und gefurcht wie durch Pressung . . . . . 2 *m*

2. Plattige Lagen von sehr dunklen und schiefrigen Kalken mit *Daonella Lommeli* und kleinen Exemplaren von *Posidonia Wengensis* in großer Zahl, Pflanzenresten als kleine schwarze Flecken und gelegentlich winzigen Stengelbruchstücken . . . . . 5 *m*

Die Schichtenflächen sind oft horizontal gefurcht oder sanfter gewellt wie durch eine Pressung.

1. Feine Tuffe mit ziemlich guten Landpflanzenresten, die als Kohlen erhalten sind; manchmal sind die Oberflächen dicht bedeckt mit *Avicula globulus*. Sie gehen nach abwärts in gröbere Tuffe über, welche eng der unebenen Oberfläche der Lava folgen, die im Bachbett westlich des Heisbocks aufgeschlossen ist . . . . . 8 *m*

An der Basis: Melaphyr.

Die Wengener Schichten überschreiten hier eine Mächtigkeit von zirka 15 *m* nicht. Sie sind in ziemlich unregelmäßige Falten gelegt und zeigen Preßungswirkungen, die durch ihre ganze Masse verteilt sind. Die Hauptstreichrichtung in den Falten ist N 70° O, auch zu O—W wechselnd, und das Fallen ist 35—40° gegen S, das zu 50° an der Nordseite des Baches ansteigt, dort wo die Felsen sich mit einer steilen Flexur aufbiegen, um die Felswand des Puflatsch zu bilden.

Etwas weiter östlich von diesem Bachprofil streichen die Wengener Schichten durch den Rücken, der eine natürliche Grenze bildet zwischen der sogenannten „Puflsschlucht" und der Seiser Alpe. In diesem Rücken kann man in zirka 1760 *m* Höhe sehen, daß die Lava als kleine sich verzweigende Lagergänge in die porphyritischen Tuffe eindringt. Ein Lagergang von ungefähr 2 *m* Mächtigkeit liegt auf feingebänderten, dunklen, tuffigen Schiefern, in welchen sich verkohlte Reste von Landpflanzenstengeln und kleinen Blättern finden. Die Lagergänge waren anscheinend ganz oberflächliche Bildungen, da ihr Gestein mineralogisch mit den eingeschalteten Wengener Laven übereinstimmt. Die Grundmasse ist glasig mit Feldspatmikrolithen; als Einsprenglinge finden sich große blaßgrüne Augitkristalle mit Einschlüssen aus der Grundmasse, dann kleine Plagioklasleisten, auch ein paar etwas größere; Olivin in Pseudomorphosen, Magnetit als schwarze Flecken; die Mandeln sind klein und mit Kalzit oder Chlorit ausgefüllt.

Die steile Flexur der Wengener und Cassianer Schichten kann man sehr gut etwas weiter im W sehen an den Abhängen, welche sich von der Jeiderschwaige[1] gegen die Seiser Alpe herabziehen. Das Streichen, das bei Heisbock ONO—WSW war, ist hier NNO—SSW.

Westlich von der Jeiderschwaige bilden die Wengener Schichten die hohe Wand oberhalb von Unternonn in einer Höhe von 1860 *m* bis 1880 *m*, und es schieben sich hier Lagergänge dazwischen ein, welche der Stufe bei Heisbock sehr ähnlich sind (vgl. S. 58). Die Schichten an der Kontaktfläche mit den Lagergängen und ihren Apophysen sind teilweise die unteren porphyritischen Tuffe, teilweise Plattenschiefer und Kalke, welche mit Nr. 2 im Heisbockprofil übereinstimmen. In der Nähe des Kontakts ist die Oberfläche sowohl des Melaphyrs als auch der Sedimentgesteine geglättet und mit horizontalen Harnischflächen versehen, was ohne Zweifel mit den kleinen Falten, in welche die Gesteine gelegt sind, zusammenhängt (Fig. 8, S. 58).

[1] Dieser Name ist im Profil 7 auf Tafel XXIII „Jenderschwaige" anstatt „Jeiderschwaige" gedruckt.

Weiter im O steigt ein Gang auf, und ein anderer Lagergang breitet sich in einem höheren Horizont der Wengener Schichten aus. Auf diese Art ist die obere Gruppe der Wengener Schichten, welche sich gegen Moadl hin fortsetzt, tatsächlich von den anderen Gliedern der Schichtenfolge abgetrennt und sieht infolgedessen geringer mächtig aus. Es ist unmöglich, den Lagergang bis dorthin zu verfolgen, wo der Weidegrund bei Moadl erreicht wird.

Die Schichtenfolge in diesem südwestlichen Teil des Puflatsch ist die nachstehende:

Der Abhang des Puflatschberges gegen Unternonn.

Im Hangenden: Untere Cassianer Mergel und Kalke.

4. Mergel und schwarze oder braune Tuffe mit fossilen Pflanzenresten und schlechterhaltenen Exemplaren von *Posidonia Wengensis* und *Avicula globulus* . . . . . 7 *m*

3. Dunkle Schiefer mit *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis* . . . . . 1·5 *m*

2. Dunkelgraue Plattenkalke und sandige Kalke, lokal in Kontakt mit Porphyritlagergängen und dann verändert und oft hellgrünliche Färbungen annehmend. Sie enthalten *Protrachyceras Archelaus* und *Daonella Lommeli* . . . . . 4 *m*

1. Sehr stark veränderte Schiefer, welche auf Augitporphyrit liegen und in welche feine Lagergänge eindringen . . . . . 3 *m*

An der Basis: Mandelsteinlava.

Das obenstehende Profil zeigt, daß die Tuffe im Verhältnis nur sehr geringmächtig sind. Die geringe Beimengung von Tuffen in den oberen Buchensteiner und Wengener Schichten in der Puflsschlucht und am südlichen Puflatsch-Abhang deutet an, daß dieser Teil ein submariner Schelf war, der sich sanft gegen ein stärker gesenktes Gebiet im S abdachte (vgl. Taf. XXIII, Prof. 7 und 8).

Die nachstehende Schichtenfolge kann man am linken Ufer des Frommbaches unter dem Seelaushaus beobachten.

Gestein im Hangenden: Untere Cassianer Kalke und Mergel.

5. Reine, mergelige und plattige, tuffige Kalke mit Landpflanzenresten und *Posidonia Wengensis*.

4. Dunkle, grünliche Tuffe, sehr dunkle Mergel und schwarze, kieselige Kalke mit *Daonella Lommeli* und verschiedenen Ammoniten: *Gymnites Ecki* Mojs., *Protrachyceras Archelaus* Laube; *Arpadites Arpadis* Mojs., sie sind in hellgrüner Farbe erhalten und als Steinkerne.

3. Mandelsteinlava.

2. Dunkle Schiefer, voll von *Daonella Lommeli*.

1. Mandelsteinlava.

Die Wengener Schichten sind in diesem Profil gar nicht mächtiger als in den Aufschlüssen am Puflatsch und bei Heisbock. Ihre Beziehungen zu den Buchensteiner Schichten sind gestört sowohl durch die Augitporphyritlaven als auch durch die später entstandene steile Flexur, welche hier von den Jeiderschwaige-Abhängen gegen den Spitzbüchl hin kreuzt.

Die Süd- und Ostseite der Seiser Alpe.

Der Boden erhebt sich zwischen Spitzbüchl und dem Frötschbach und bildet eine kleine Wasserscheide. Am Südabhang des Rückens werden die Wengener Schichten mächtiger. Eine Gruppe von porphyritischen Tuffen und Tuffbreccien mit kugeliger Verwitterung erscheint an einer Anzahl von kleinen Aufschlüssen unterhalb der 1920-*m*-Isohypse, wenn wir gegen Lafreider hinuntersteigen. Die Tuffe in ihren höheren Horizonten wechsellagern mit tuffigen Mergeln und blauen Schiefern, die *Posidonia Wengensis* führen.

Einige Horizonte enthalten eine Anzahl von ziemlich großen Schlacken bis zu $^1/_3$ *m* Länge, meist aus Augitporphyrit, manchmal gelb verwitternde Kalkbruchstücke. Die Tuffstufe befindet sich über den schwarzen Schiefern mit *Daonella Lommeli* und den tuffigen Pflanzenschiefern, welche im Bachbett unterhalb der Lafreider Hütten mit schwarzen Tuffen zusammen aufgeschlossen sind.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten dürfte hier nicht weniger als 40 bis 45 *m* betragen, was der Beimengung der Tuffe zuzuschreiben ist. Ihr Vorkommen in nächster Nähe der alten Frötschbach-Eruptivspalte bildet einen Beweis für die fortdauernde vulkanische Tätigkeit hier während der Wengener Zeit.

Gegen S nehmen sie abermals an Mächtigkeit ab. Am südlichen Abhang des Frötschbaches unterlagern die Wengener Schichten die Cassianer Serie unterhalb der Euringerspitze und der Dolomitfelsen des Gamsteiges folgendermaßen:

Im Hangenden: Dünngebankte Kalke und Schiefer der unteren Cassianer Stufe.

6. Tuffe und feine Tuffbreccien mit dünnen Schiefern und gebänderten, tuffigen Kalken wechsellagernd . . . . . 10 *m*

5. Graue geäderte Kalke, hart und kieselig, gelegentlich mit kleinen Exemplaren von *Posidonia* . . . . . 3 *m*

4. Dunkle Schiefer und schiefrige Kalke mit *Posidonia Wengensis* und *Avicula globulus* . . . . . 6 *m*

3. Grünliche Tuffschiefer und geäderte und veränderte dunkle, sandige Kalke; *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis* . . . 4 *m*

2. Mandelsteinlava von wechselnder Mächtigkeit . . . . . 15—20 *m*

1. Schwarze Tuffe . . . . . 12 *m*

An der Basis: Mandelsteinlava . . . . . 15 *m*

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten auf diesen Abhängen beträgt ohne den Melaphyr Nr. 2 ungefähr 35 *m*. Gegen W sind sie in einem guten Aufschluß der Cassianer und Wengener Stufen unter der Euringerspitze folgendermaßen vorhanden:

Im Hangenden: Cipitkalke der Cassianer Stufe.

4. Dunkelgraue geäderte Kalke und orange verwitternde, plattige und spaltbare Kalke, welche *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis* führen.

3. Eine Gruppe von schwarzen Tuffen, tuffigen Schiefern und Breccien mit den gleichen Fossilien.

2. Mandelsteinlava, welche große Augitkristalle enthält.

1. Grünliche Tuffe und Tuffbreccien mit kleinen fossilen Pflanzenresten.

An der Basis: Lava, welche auf Schlerndolomit der oberen Buchensteiner Stufe liegt, in einer Höhe von zirka 1630 *m* (vgl. S. 64).

Die Mächtigkeit ist ziemlich die gleiche wie unter dem Gamsteig, nur die Laven und die unteren Tuffe sind geringer mächtig.

Das tatsächliche Abnehmen an Mächtigkeit der Wengener Schichten gegen W oder gegen S in den Schlerndolomit kann man nicht beobachten. Auf dem Plateau an der Basis des Santnergipfels ist ein Föhrenwald gerade dort, wo sich der Faziesübergang finden müßte, und es ist dort kein zuverlässiger Aufschluß von anstehendem Gestein vorhanden.

Die vorhergehenden Beschreibungen zeigen, daß die Lokalitäten, wo die Tuffe am mächtigsten in den Wengener Schichten auf der Westseite der Seiser Alpe sind, im Gebiet des Frötschbaches liegen.

Die Ostabhänge der Seiser Alpe erstrecken sich gegen den Saltriebach hinab und liegen zwischen dem Wiesenland von St. Christina im NO und dem Mahlknechtjoch im SO. Die Wengener Schichten sind unterhalb des Col dal Fill in einer Anzahl von kleinen Gräben an der linken Seite des Tschafornbaches aufgeschlossen. Sie sind hier nur 1 *km* vom Pitzbachaufschluß (S. 116) entfernt, aber ihre Mächtigkeit ist zweimal so groß.

Wengener Schichten unterhalb des Col dal Fill (Saltrieabhänge).

Im Hangenden: Tuffe und Cipitkalk (Cassianer Stufe).

6. Dunkelblaue, spaltbare Kalke mit *Posidonia Wengensis*, in den tieferen Horizonten mit Zwischenlagen von schlackigen Tuffen . . . . . 10—12 *m*

5. Dünne Zwischenlagen von Tuff, feinen Tuffbreccien und mergeligen Kalken, welche bräunlichgelb verwittern und mit kleinen Exemplaren von *Posidonia Wengensis* angefüllt sind. Gelegentlich kommen auch mächtigere Kalkbänke, fast bis zu 1/3 *m*, vor . . . . . 15 *m*

4. Dunkle Schiefer und Kalke mit *Daonella Lommeli, Posidonia Wengensis, Aricula globulus* und Bruchstücken von Ammoniten, die hier in brauner oder dunkelgrauer Farbe erhalten sind . . . . . 7 *m*

3. Dunkelbraune, feine Tuffe, in welchen lange, verkohlte Stengel von Landpflanzen vorkommen . . . . . 20 *m*

2. Harte, dunkelblaue, sehr schwere Kalke mit Pflanzenresten . . . . . 1 *m*

1. Lava, hier in anscheinend konkordanter Lagerung unter den Wengener Schichten.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten beträgt hier mehr als 50 *m* und nimmt rapid im Saltriebecken gegen O zu. Gegen S, im oberen Teil des Saltriebeckens, sind die Wengener fossilführenden Schichten fast ganz ersetzt durch die schlackigen Tuffe und Breccien, welche den unteren Teil der Abhänge unterhalb der Roßzähne und des Alplrückens zusammensetzen.

Man erinnert sich wohl, daß im Bachniveau in der Galgemühl die Tuffbreccien der oberen Buchensteiner Schichten vorhanden sind und daß über ihnen die Tuffe und Tuffbreccien folgen, in welchen gewisse kleine Lagergänge und Gänge an Stelle der zusammenhängenden oberflächlichen Lavaströme vorkommen, wie sie in den Gebieten im O und N anzutreffen sind.

Wenn wir vom Galgemühlgraben nach W bis gegen 2070 *m* gegen den Alpl-Rücken zu ansteigen, so finden wir die größte von diesen eingedrungenen Massen. Sie ist ungefähr 10 *m* mächtig und gleicht in mineralogischer Beziehung den kleinen amygdaloiden Lavaströmen, welche mit den tieferen Horizonten der Wengener Schichten wechsellagern. Die Gesteine, mit welchen sie unterhalb des Alpls vergesellschaftet ist, sind grobe Tuffe und Porphyritbreccien mit loser Textur und nur geringer Neigung zur Schichtenbildung.

An ihrer Westseite befindet sich eine Schichtenfolge von geschichteten Tuffen, welche mit Tuffbreccien wechsellagern, die gerollte Geschiebe von Augitporphyrit und Melaphyr und von verschiedenen Kalkvarietäten enthalten. Diese Beziehungen deuten darauf hin, daß sich in der Gegend der Roßzähne und des Alpls ein höherer Teil des Meeresbodens befand und daß wahrscheinlich die Differentialbewegungen zwischen ihm und dem Mahlknechtgebiet während der Wengener Zeit im Zunehmen gewesen sind. Dieser Schluß stimmt mit der Annahme eines höheren Teiles des Meeresbodens an der Westseite des Saltriebachs, d. h. westlich einer NNO-SSW-Linie durch Saltrie und Mahlknecht, in Wengener Zeit überein.

Die ganze Mächtigkeit der Wengener vulkanischen Schichtenfolge von 2070 *m* im Galgemühlgraben bis zur Basis des hohen Rückens im W aus Cipitkalken kann man auf ungefähr 100 *m* schätzen.

In der Umgebung des Seiser Alpenhauses, südlich von der Galgemühl, enthält die „Cassianer" Stufe eine sehr mächtige Entwicklung von groben Tuffbreccien, grobgebankt und voll von Schlacken, welche meistens die Größe eines Ziegels oder etwas darüber haben. In die Tuffbreccien sind einige gleichaltrige Lagergänge und Gänge eingedrungen.

Die Schlacken bestehen aus Lava oder verschiedenen Kalkarten. Einige von den Tuffen sind grobgebankt und enthalten Einschlüsse von gelb verwitternden Bruchstücken von *Cidaris*-Kalken und anderen Kalken in verschiedenen Größen. Diese liegen auf sekundärer Lagerstätte. An der Tierser Alpen Seite wird die Bankung regelmäßiger, und es sind Tuffmergel und zusammenhängende Kalklagen vorhanden. In diesen kann man manchmal kleine Cassianer Fossilien sehen, die auf den Schichtenflächen herauswittern, und das Aussehen des Kalks stimmt mit dem „Cipitkalk" der Seiser Alpe überein. Diese ganze Stufe von Tuffen und Tuffgesteinen ist mindestens 60—80 *m* mächtig.

Darunter sind die Tuffe noch gröber und schlackiger, auch dunkler und enthalten meist Bruchstücke von Melaphyr und blaßgrauem Kalk oder von dunklem Bänderkalk. Sie sind oft sehr eisenhaltig und von tiefdunkelblauer Farbe. In ihnen kommen einige gutgeschichtete, tuffige, grobe Sandsteine und feinere Breccien vor. Die Mächtigkeit dieser unteren Tuffstufe beträgt 80—100 *m*.

Diese sehr dunklen Tuffe liegen auf einer Stufe von tuffigen Schiefern und Mergeln, in welchen sich linsenförmige Kalkblöcke finden. Durch das Auffinden von *Anolcites Richthofeni* in diesen, in einer Höhe von zirka 2085 *m*, etwas südlich der Galgemühl, konnte ich sie als die tiefste Wengener Stufe erkennen, und ihre untere Grenze ist

entweder Lava oder die oberen Buchensteiner Kalke und Tuffbreccien der Galgemühl. Die obere Grenze der Wengener Stufe kann in der Serie von Schlackentuffen nicht fixiert werden. Aber es ist wahrscheinlich richtig, wenn man schätzungsweise für die Wengener Stufe im Gebiet des Seiser Alpenhauses ungefähr 140 *m* Mächtigkeit annimmt.

Die Gesamtmächtigkeit der Cassianer und Wengener Schlackentuffe zusammen beträgt über 200 *m*, und das besonders lokalisierte Vorkommen der Schlacken deutet darauf hin, daß eine Eruptivöffnung in diesem Gebiet während der Wengener und Cassianer Stufe besonders tätig war. Sie liegt unmittelbar südlich von der WNW—OSO verlaufenden Störungszone von Mahlknecht, durch welche sich, wie oben gezeigt wurde, eine obere Buchensteiner Eruptivspalte hindurchzog. Die südliche Ausbreitung der Schlackentuffe war sehr begrenzt, aber sie breiteten sich in nordöstlicher Richtung gegen „Auf der Schneid" aus. Es ist klar, daß die späteren Bewegungen im N der Spalte gleichförmiger zunahmen als im S, und der Meeresboden muß ein sehr unregelmäßiges Relief gehabt haben, das plötzlichen und schnellen Änderungen an der Faziesgrenze unterworfen war.

Der plötzliche Auswurf von Tuffmaterial von Zeit zu Zeit um die Eruptivöffnung bei der Galgemühl scheint mit der Bildung von Lagen oder linsenförmigen Kalk- und Dolomitmassen abgewechselt zu haben, analog zu denjenigen, die wir jetzt noch im Alpl-Rücken sehen. In der Spaltenzone wurden sie jedoch bei jedem neuen Tuffausbruch zertrümmert und waren ein Bestandteil der Schlacken, welche umhergestreut wurden. Das scheint die natürlichste Erklärung für die vielen Kalkschlacken in der Gegend von Galgemühl und Mahlknecht zu sein.

Gleichzeitig verursachten diese Ausbrüche von Zeit zu Zeit lokale Erhebungen, welche sofort durch die Meeresströmungen angegriffen wurden. Das zertrümmerte Gesteinsmaterial muß eine Hauptquelle für die Lieferung der Gerölle gewesen sein, welche, wie gezeigt werden wird, später vermischt wurden mit den oberen Cassianer Dolomitmergeln und Tuffen am südlichen Teil der benachbarten submarinen Terrasse im W, also im Gebiet der Roßzähne.

Die Wengener Eruptivfazies im Gebiet des Lang- und Plattkofels.

Es sollen nun die Vorkommen der Wengener Schichten in der Nachbarschaft der Bergmassive des Langkofels und Plattkofels beschrieben werden.

Das erste Profil ist den Wengener Schichten am rechten Ufer des Saltriebaches, östlich von der Saltnerhütte, entnommen. Die obere Fläche der Lava an der Basis liegt etwa in der 1700-*m*-Isohypse.

8. Wechsellagerung von Tuffbreccien, Kalken und Kalkschiefern. Kleine Daonellen finden sich in den Kalken . . . . . 6 *m*

7. Gutgeschichtete Tuffe und Schiefer mit *Posidonia Wengensis*. Grobe Tuffkonglomerate sind eingeschaltet, in welchen die Einschlüsse aus gerundeten Kalkgeröllen und unregelmäßigen Bruchstücken der darunterliegenden Schichten bestehen. Verkohlte Pflanzenreste kommen in weichen, tuffigen Lagen vor, welche verbogen und verdreht sind . . . . . 2 *m*

6. Feine Tuffe; in ihren allerobersten Horizonten finden sich unzählige Exemplare von *Posidonia Wengensis* . . . . . $^1/_2$ *m*

5. Melaphyrlava mit Blockstruktur; enthält zahlreiche Mandeln . . . . . $^3/_4$ *m*

4. Gruppe von schwarzen Tuffen und Kalken . . . . . 3 *m*

3. Dunkle, gebänderte, tuffige Kalke und Mergel mit Einschaltungen von braunen Tuffen. Die Kalke sind mit *Posidonia Wengensis* angepackt. Mehrere Horizonte sind sehr reich an *Daonella Lommeli*, und gelegentlich kann man auch Ammoniten finden. In den Tuffen kommen Pflanzenreste vor . . . . . 8 *m*

2. Schwarze Tuffe . . . . . 10—12 *m*

1. Dunkle, braun gebänderte Plattenkalke mit *Daonella Lommeli* und vielen kleinen Aviculen . . . . . 2·5 *m*

Im Liegenden: Mandellava mit Blockstruktur.

Obige Schichtenfolge kann man in den Aufschlüssen der Wengener Schichten an den Abhängen des Palaccia gegen das Fassajoch wieder verfolgen, und man kann sie als ziemlich typische Entwicklung in der unter der Überschiebung liegenden oder Basalmasse und der Langkofel- und Plattkofelschubmasse ansehen. Die Mächtigkeit der Tuffe Nr. 2 wird jedoch viel größer, wenn wir uns dem Palacciagebiet nähern, ebenso längs des Palacciarückens, und das gleiche gilt auch für die Horizonte Nr. 6, 7 und 8.

Das nächste Profil ist in der Schubmasse an den Südabhängen des Langkofels an der Basis der Grohmannspitze aufgenommen.

Die Südabhänge. Im Liegenden: Cassianer Schichten.

3. Dunkle, sandige Schiefer und tiefblaue, spaltbare Kalke, oft mit glänzenden und gerippten Schichtenflächen; sie enthalten unzählige Exemplare von *Posidonia Wengensis*.

2. Eine Serie von dickgeschichteten, groben Tuffen, welche in gerundete Blöcke zerfallen, und feinere Tuffe, Aschentuffe mit feinem Sand gemischt, und geringmächtige Laven. Es kommen auch kurze, linsenförmige Massen oder große Blöcke von Kalk vor, welche Echinodermenstacheln enthalten, gemischt mit Tuff. Dunkle Schiefer wechsellagern gelegentlich, welche verkohlte Reste von Stämmen und kleine Blätter von Landpflanzen enthalten. Auch dünne Lagen von hellgrünem Tuff kommen als feine Bänder vor. Fossilien: *Daonella Lommeli, Protrachyceras adinum, Protrachyceras Archelaus.*

1. Dunkelbraune Schiefer und schwarze Kalke, manchmal voll mit *Daonella Lommeli* und Pflanzenresten.

An der Basis: Mandellaven in einer Höhe von 2275 *m*.

In diesem Profil sind die Wengener Schichten ungefähr 60 *m* mächtig.

Diese Leithorizonte kann man in den anstehenden Wengener Schichten in der Zone verfolgen, welche sich im S des Langkofel- und Plattkofelmassivs vom Sellajoch nach W zum Fassajochgebiet erstreckt. Es ist bemerkenswert, daß die südsüdwestliche Fallrichtung im Schlerndolomit und in den Cassianer Schichten auf der Grohmannspitze und den Abhängen des Plattkofels in den Wengener und Buchensteiner Schichten sich in ein NNW gerichtetes Fallen verändert. Das Südfallen bezeichnet die steile Bogenflexur an der Südseite der Kalkdolomitfazies, und das Nordfallen in den Wengener Schichten bezeichnet den Beginn des nächsten Bogens weiter im S.

Die Wengener Schichten am Sellajoch und der Nordabhang der Rodella.

Wenn man den Weg verfolgt, welcher vom Sellahaus (2179 *m*) zum Sellajoch (2218 *m*) und von da zum Joch über den Rodellarücken in 2308 *m* Höhe führt, so kann man ein ziemlich gutes Bild der Wengener Schichtenfolge bekommen (vgl. Taf. VII, Fig. 23, 24).

Im Anfang sind die Abhänge mit abgestürztem Material bedeckt, aber am Sellajoch fand die Verfasserin hinter Valentins Gasthaus kleine, schlecht erhaltene Ammoniten, welche wahrscheinlich *Protrachyceras ladinum* sind; auch gute Pflanzenreste und viele Exemplare von *Posidonia Wengensis* wurden dort gefunden. Die Schichten wurden daher als Wengener Schichten kartiert. Unmittelbar darüber finden sich Tuffe, in welchen gelegentlich dünne Bänke oder größere Blöcke von porösem Cipitkalk mit zahlreichen *Cidaris*-Stacheln an den rauhverwitterten, gelben, sandigen Oberflächen vorkommen.

Wenn man hier auf den Rodellaweg abzweigt, so geht man über fossilleere Tuffe und Tuffbreccien. Der Horizont, in welchem die Tuffe unter den typischen Cipitkalken durchstreichen, verläuft eine Strecke weit ganz nahe am Weg. Die Tuffe sind braun und olivgrün und dünngebankt; sie streichen hier N 70° O und fallen zirka 30° NNW. Etwas weiter ändert sich das Streichen zu N 80° W, und das Fallen wird 30° NNO oder steiler. Und bei der Gruppe von drei Hütten, ganz nahe bei einem Nebenbach des Salei, kann man sehen, daß das Fallen sich an einer Flexur von einem fast OW-Streichen nach ONO—WSW dreht und 50° NNW fällt.

Die Tuffe werden gröber, härter und massiger und sind von Spalten in pseudosphäroidaler Form, meistens von 8 bis 10 *cm* Durchmesser, aber von 3 bis 12 *cm* variierend, durchzogen. Diese Spaltrisse gehen durch die dünngeschichtete Serie hindurch, so daß die verwitterten Tuffe wie Pflastersteine aussehen.

Über einer Höhe von 2230 *m* besteht die Serie hauptsächlich aus feinen Tuffbreccien, welche kleine Teilchen von Kalk und Porphyrit enthalten. Etwas höher sind Blöcke von grauem, rotfleckigem oder gelb verwitterndem Kalk in die Tuffbreccien eingebettet, oft von Kalzitadern oder Eisenerz durchzogen. Sie sehen eher wie Bruchstücke aus, die in den Tuff gerollt sind, als wie Schlacken. Neben diesen nehmen verwitterte und gerundete, kleine Geschiebe von Melaphyr oder Feldspatporphyrit an Zahl zu, welche gleichfalls wie Bruchstücke aussehen, welche ziemlich stark auf dem Meeresgrund angegriffen worden sind, bevor sie eingebettet wurden. Die größeren Blöcke sind ungefähr $^1/_2$ *m* lang, einer ist eher länger als 1 *m* und halb so breit. Das Streichen der Tuffe ist hier N 80° O und das Fallen 30° NNW.

In einer Höhe von 2260 *m* auf dem Wege haben die eingeschlossenen Kalkblöcke deutlichen Cipitkalkcharakter, und sie sind zu fest inmitten der Schichten eingeschlossen, als daß man sie für Blöcke erklären könnte, die im Diluvium hiehergebracht wurden. Es sind blaßgrauviolette Kalke, die orangerot verwittern, stark von Adern und Spalten durchzogen und erscheinen im Anfang nur als kleine Blöcke. Weiche, olivgrüne und braune Tuffe folgen als gutgeschichtete Gruppe, in welchen eine Anzahl von verkohlten Landpflanzenresten, sowohl kleine Blätter als auch Stengel, vorkommen. Härtere Tuffbreccien wechseln mit ihnen ab, und von 2270 bis 2290 *m* treten eine Anzahl von größeren Cipitkalkblöcken und in geringerem Maße auch Augitporphyritblöcke auf. Die Tuffe sind hier wieder von Spaltrissen durchzogen und zu rundlichen Formen gespalten und bilden ein ganz festes, natürliches Pflaster. Die Schichten streichen N 60° W und fallen 16° NNO.

Bei 2290 *m* befindet sich ein etwa 5 *m* langer und $1^1/_4$ *m* breiter Block von grauem Kalk und eine ganze Anzahl anderer auch. Die Tuffe sind erfüllt von kleinen, bis zu 1 *cm* langen Porphyritbruchstücken.

Bei 2300 *m* ist die Rodellapaßhöhe erreicht und ungefähr 12 *m* höher setzt sich an der Westseite der Rücken des Col dai Corf aus feinen Breccien von Tuff und Kalk zusammen, die mit weichen Mergeln und geschichteten Cipitkalken, welche Cassianer Fossilien enthalten, wechsellagern. Das Streichen ist hier im allgemeinen ostwestlich und das Fallen 35° gegen N.

Keine *Daonella Lommeli* konnte die Verfasserin in der Tuffserie auf dem Paßabhang finden, obwohl diese in den Wengener Schichten im W, oberhalb der Masareihütten, vorkommen. Die einzigen Fossilien auf dem Paßabhang scheinen kleine verkohlte Reste von zerbrochenen Stengeln und Blättern und „Bactryllien"flecken zu sein. Diese sind in großer Menge im oberen Teil der Abhänge vorhanden.

Man kann aus dem allgemeinen Charakter der Schichtenfolge schließen, daß sie eine Wengener Fazies darstellt, welche sich in der Nähe irgendeiner Eruptivspalte und auch innerhalb des näheren Bereiches von Landpflanzen anhäufte, welche von einem benachbarten Gebiet trockenen Landes hergebracht wurden.

Der häufige Wechsel im Streichen und Fallen zeigt, daß die weichen Tuffe während der nachfolgenden alpinen Krustenbewegungen eine nachgiebige Stelle in der Erdkruste darstellten, an welcher die Schichten leicht verbogen werden konnten, um die horizontalen Differentialspannungen zu entlasten.

Die Wengener Tuffe, welche in 2308 *m* Höhe auf der Rodellapaßhöhe, auch Forcella genannt, anstehen, liegen am Südabhang diskordant auf gröberen Tuffbreccien. Kleine Blöcke von blaßgrauem Kalk finden sich darin. Einige von den Blöcken enthalten Hornsteinkonkretionen, andere sind mit feinen Porphyritadern durchzogen und haben Tufflecken.

Die Schichtenfolge wird hier komplizierter, und es soll ein Profil beschrieben werden vom Beginn des Südabstieges bis zur Rodella-Schubfläche, die in 2250 *m* Höhe liegt.

Wengener Schichten:

21. Auf der Paßhöhe Tuffe mit kleinen Landpflanzenresten . . . . . 5 *m*

20. Grobe Tuffe, welche kleine Bruchstücke meist von Porphyrit und einige größere Blöcke von grauem Kalk enthalten; letztere haben Hornsteinadern . . . . . 4 *m*

19. Tuff- und Porphyritbreccie; die Porphyriteinschlüsse sind schlackig und sehr reich an Mandeln . . . . . 3 *m*

18. Graue Tuffe mit vielen Kalkeinschlüssen, von welchen einige in sich mit Porphyritadern durchzogen sind; andere zeigen Bivalvendurchschnitte oder mit Kalzit ausgefüllte Hohlräume. Diese Tuffe sind grobgeschichtet . . . . . 4 *m*

17. Grobe Tuffbreccien, voll von mit Kalzit überzogenen Harnischflächen und mit Einschlüssen, die denen von Nr. 18 ähnlich sind, und dazu noch Bruchstücke von Augitporphyrit und hartem, kristallinem Kalk . . . . . 2·5 *m*

16. Bomben- oder Blocktuffe. Grobgeschichtete Tuffstufe, in welcher manchmal schwarze fossile Pflanzenstengel auftreten; sie enthält große und kleine Blöcke von Augitporphyrit, meistens mit sehr großen Plagioklaskristallen und oft voll von Vakuolen. Es kommt hier auch eine ziemliche Anzahl von Kalkbruchstücken vor, ähnlich wie in Nr. 17 und 18 . . . . . 8—10 *m*

15. Lagergang von Augitporphyrit, feinkörnig, sehr basisches Gestein . . . . . 6 *m*

14. Feine Tuffbreccien und Tuffe . . . . . 1 *m*

13. Ein geringmächtiger Lagergang von Augitporphyrit mit Blockstruktur, welcher in Nr. 14 eindringt . . . . . 2·5 *m*

Obere Buchensteiner Serie:

12. Dunkelbraune Tuffe, gutgeschichtet; Streichen N 70° O, Fallen 25° SO . . . . . 1·5 *m*

11. Grobe Blocktuffe; die Einschlüsse sind meistens Porphyrite, welche in verschiedenen Größen unregelmäßig in dunklen Tuffen verstreut liegen; einige größere Bomben sind vorhanden . . . . . 4 *m*

10. Olivgrüne und braune Tuffe, gelegentlich mit Einschlüssen von Buchensteiner Knollenkalk, der stark von Porphyrit durchzogen ist . . . . . 3 *m*

9. Grobe Konglomerate von Kalk und Tuff, regelmäßig geschichtet. Die Einschlüsse bestehen fast alle aus Knollen- oder Plattenkalk, manchmal länglich und eckig, manchmal abgerundet . . . . . 1·5 *m*

8. Knollenkalk, in welchem Porphyritzüge als feine Lagergänge und Adern eingedrungen sind . . . . . 2 *m*

7. Tuff- und Kalkbreccie, eng vermischte kleine Teilchen von Tuff und Kalk, gelegentlich mit größeren Kalkeinschlüssen, gutgeschichtet . . . . . 2·5 *m*

Serie der Pressungszone:

6. Die gleiche Breccie wie Nr. 4 mit Porphyrit- und Kalkblöcken in Reibungsbreccie.

5. Vertikale Schichte, zum unteren Muschelkalk gehörig; streicht OW, dreht sich gegen WNW.

4. Feine Tuffbreccie mit Kalk- und Augitporphyritblöcken, sicher in sekundärer Lagerung in einer Pressungszone.

3. Unterer Muschelkalk, sehr stark verbogen und gepreßt.

2. Gelb verwitternder, mylonitischer und brecciöser Kalk, stark geädert. Nächst der Basis sind einige weißlichgraue Kalkbruchstücke weniger gepreßt, und man kann sehen, daß sie kleine Diploporen und Echinodermenreste der geschichteten obersten Lagen des alpinen oberen Muschelkalks enthalten. Damit im Zusammenhang stehende Schichten sind unmittelbar östlich über der Überschiebungsfläche vorhanden. Große Blöcke von Augitporphyrit und Breccien von durchschnittlicher Kopfgröße kommen vor.

1. Graue Mergel und mergelige Kalke, welche zu den oberen Horizonten des unteren Muschelkalks gehören und 45° gegen NNW fallen.

Die Gesteine Nr. 1—6 sind in eine enge Serie von geneigten Falten gelegt, und die Erosion hat stellenweise den unteren Muschelkalk unter der Überschiebung, stellenweise die Reibungsbreccie oder die Kalke und Tuffbreccien der Schubmasse aufgeschlossen. Die Mächtigkeit dieser Horizonte kann man nicht im einzelnen berechnen, aber zusammen nehmen sie ungefähr einen Raum von 15 *m* ein.

Die Nr. 7—12 sind hohe Horizonte der oberen Buchensteiner Serie, die Nr. 16—21 sind von Wengener Alter. Die Schichtenfolge der oberen Buchensteiner und Wengener Horizonte ist in der Hauptsache konkordant, wenn auch gewisse Differentialbewegungen zwischen Nr. 10 und 11 und zwischen Nr. 16 und 17 stattgefunden haben. Diese sind ihrer Natur nach untergeordnete Bewegungen, welche als Begleiterscheinungen der NNO-SSW-Faltung in der Schubmasse und der steilen Flexur gegen W, welche der ganze Komplex der gleitenden Schichten oberhalb und unterhalb der Schubfläche mitmachte, auftraten.

Auf dem neuen Weg nach O bilden kurze Kalklinsen, welche zu den Buchensteiner Schichten und zum alpinen oberen Muschelkalk gehören, das Hangende der Schubfläche, und der Mischungscharakter der Reibungsbreccie ändert sich sofort. Die Tuff- und Kalkbreccie Nr. 7 breitet sich steil aus auf dem Rücken über Buchensteiner Knollenkalken, und die darauffolgenden oberen Buchensteiner Schichten bilden ein schmales Band, in welches und über welches die Augitporphyritlagergänge diskordant eindringen und so in Kontakt mit dem Marmolatakalk des Rodellagipfels kommen.

Die Wengener Horizonte liegen diskordant auf dem Lagergang und greifen darüber hinweg, so daß auch sie schließlich direkt auf Marmolatakalk liegen. Es gibt hier keine Anzeichen von Pressung oder Harnischflächen, wie man sie erwarten würde, wenn die Diskordanz einer lokalen Schubfläche zuzuschreiben wäre, welche sich nach Ablagerung der Wengener Schichten ausgebildet hätte. Anderseits könnte hier auch eine alte Verwerfung gewesen sein, welche den Marmolatakalk an seiner Nordseite abgeschnitten hätte. Dies scheint eine echte Transgression zu sein, vergleichbar mit der Transgression der Palagonittuffe und Wengener Schichten auf den Marmolatakalk der Mairinswand im S von Buffaure.

Die Eruptivfazies nimmt gegen S dort, wo sie auf den Kalk zu liegen kommt, sehr schnell an Mächtigkeit ab, der gleiche Fall wie in der Mairinstransgression. An der Basis der Tuffe sind Tuffbreccien mit Brocken von Mandelsteinlaven und Kalken.

Die Photographie (Taf. VII, Fig. 23) zeigt die Marmolatakalkfelsen des Gipfels und die Wengener Tuffe, deren Schichten man fast horizontal im tieferen Wiesengebiet im N anstehen sehen kann. Im S liegt der untere Muschelkalk der unter

der Überschiebung liegenden Scholle. Die nächste Photographie (Fig. 24) zeigt besser die keilförmige Gestalt des Kalkgipfels und die dünne Decke von Wengener Schichten, welche auf seinem nordfallenden Abhang liegen; sie setzen sich dann in einem tieferen Niveau fort, während der Kalk nicht weiter zieht.

Die Photographie (Taf. VII, Fig. 24) ist an der Ostseite des Gipfels aufgenommen und zeigt wie die Wengener Tuffe diskordant gegen den herabgebogenen Kalk an der Spitze liegen und selbst mit ihm zusammen scharf nach unten gegen O gebogen sind, wo eine NNO—SSW verlaufende Verwerfung den Rücken kreuzt und die Scholle ostwärts davon gesenkt hat.

Die Wengener Gesteine enthalten Pflanzentuffe und Mandelsteinlava in Wechsellagerung mit Tuff- und Porphyritbreccien. Letztere sind zwischen braune oder olivgrüne Tuffe eingelagert, welche im mittleren und hauptsächlichen Teil des Gipfels N 25° W streichen und 20° ONO fallen. Sie liegen auf einer sehr unebenen Oberfläche des Marmolatakalks auf. Dann breiten sie sich nach N gegen den Punkt 2378 *m* aus, und das Streichen ändert sich in N 45° W. Die Schichten bestehen noch aus Laven, Tuffen und Tuff- und Porphyritbreccien, aber hier finden sich Einschaltungen von linsenförmigen Entwicklungen von dünnen, glattgebankten, grauen Kalken, die nie mehr als 1 *m* mächtig sind. Sie sind dem Cipitkalk etwas ähnlich, aber sie sind massig, hart und sandig, manchmal mit sehr kleinen gelben Hornsteinkonkretionen.

Die Schichten unter dieser Gruppe sind die festen Tuffe, die längs sphäroidaler oder polygonaler Spalten verwittern und Lagen bilden, die wie Pflastersteine aussehen. Das Streichen ist N 65° W und das Fallen 15° NNO. Diese festeren Tuffe wechsellagern mit feinen Tuffbreccien, die weich und bröcklig, olivgrün und braun sind. Die feinen Tuffe sind hauptsächlich aus winzigen Bruchstücken von verschiedenen Porphyritarten zusammengesetzt, einige davon konnten mit der Lupe bestimmt werden, andere sind mikroskopisch kleine Körner. Pflanzenreste und viele verkohlte Stengel sind häufig, ebenso wie in der Schichtenfolge am Sellajoch.

Daher kann man für die stratigraphische Einteilung schließen, daß diese Schichten Wengener Tuffe sind, welche mit ursprünglicher Diskordanz auf dem Marmolatakalk des Rodellagipfels liegen.

Die Änderung im Streichen von Stelle zu Stelle ist interessant, da sie die Nachgiebigkeit der Tuffe in der Rodellagipfelschubmasse zeigt im Gegensatz zu den widerstandsfähigeren Marmolatakalken des Gipfels. Letztere sind verschuppt und abgebrochen, während die Tuffe umgebogen und gedreht worden sind.

Vom Punkt 2387 *m* aus kann man nach O durch die komplette Schichtenfolge der Wengener Schichten zur Sora Pradel gehen. Auf dem Rücken kommen nach und nach ältere Horizonte in die nächste Nähe der Schubfläche. Die tiefsten Horizonte von groben Block- und Bombentuffen sind vom Punkt 2249 *m* ober dem Monte di Gries an aufgeschlossen und setzen sich nach O durch Ben-Comun fort.

Die außergewöhnliche Mächtigkeit der Wengener Tuffe kann man am besten erfassen, wenn man nach N über die Sora Pradel geht und sich dann nach W wendet, den Saleibach aufwärts. Große Blöcke von Augitporphyrit sind in diesen tieferen Horizonten sehr zahlreich, und Lagergänge dringen in die Blocktuffe ein. Es kann wohl kein Zweifel sein, daß diese mächtige Entwicklung von Wengener Tuffen und Tuff- und Porphyritbreccien von einer tätigen Eruptivspalte in der Nachbarschaft während dieser Zeit Zeugnis gibt.

An ihrer Nordseite muß sich die submarine Terrasse des Langkofel- und Sellagebietes ausgedehnt haben, da die Wengener Schichtenfolge zur gleichen Schubmasse gehört wie diese Bergmassive. Diese mächtige Entwicklung der Wengener Eruptivfazies kann man mit derjenigen vergleichen, welche sich weiter im O am Cherzhügel und an den Abhängen des Buchensteiner Tales findet, wo man ihren direkten Zusammenhang mit der Eruptivzone der oberen Buchensteiner Laven und Tuffe, die den Sasso di Capello und den Belvedererücken im S zusammensetzen, verfolgen kann.

Einen Zusammenhang zwischen den Wengener Schichten dieser beiden Gebiete bieten die dislozierten Tuffe im Abschnitt der Cima di Rossi, wo die Schichtenfolge der Eruptivgesteine nach S verschoben wurde.

Die alten Eruptivspalten kann man von hier aus in ostnordöstlicher Richtung verfolgen. Die Photographien (Taf. III, Fig. 5, 6) zeigen einige von den alten Gängen in ihrem Verlaufe an den Varda-Buchenstein-Abhängen.

Die Wengener Schichten im Gebiet des Fassatales.

Die Wengener Tuffe haben eine Entwicklung von 200 bis 300 *m* an den hohen Gebirgsplateaus von Buffaure und dem Dona-Gebirgsmassiv im O und W des Fassatales. Sie sind mit der allgemeinen Schichtenfolge der Eruptivgesteine in diesem Gebiet in so engem Zusammenhang, daß die Detailprofile schon weiter oben als Fortsetzungen der oberen Buchensteiner Profile gegeben wurden. Diejenigen in den Buffaureprofilen wurden auf S. 87 erwähnt, diejenigen am Monte Dona auf S. 85. In diesen Gebieten sind über den Wengener Gesteinen keine Cassianer Tuffschichten erhalten.

Der Zusammenhang der Tuffe des Fassatales mit der leitenden Eruptivspalte, welche sich in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung durch das Gebiet hindurchzog, ist schon gezeigt worden. Der Schlern lag im S der leitenden Eruptivspalte und war während der vulkanischen Perioden der am wenigsten gestörte Teil des angrenzenden Randgebietes.

Die Mächtigkeitsabnahme der Wengener Tuffazies in der Nachbarschaft der Dolomitfazies am Schlern zeigt sich offenbar sowohl im S des Frötschbaches als auch auf der Tierser Alpe südlich von Mahlknecht. An beiden Orten nehmen die Tuffe rapid an Mächtigkeit ab und wechsellagern in dünnen Schichten und Lappen mit dem Dolomit.

Aber in Fassa ist der Übergang der beiden Fazies, der eruptiven und der kalkigen, viel komplizierter, und derjenige, welcher an der Südseite von Buffaure stattfindet, ist der Übergang zwischen Gesteinen vom Alter der oberen Buchensteiner Schichten, den Palagonittuffen und den tieferen Horizonten des Marmolatakalks (vgl. S. 102). Das gleiche stimmt

für Al Vidoi und Sot Cresta. Nach den Beobachtungen der Verfasserin gibt es keinen einzigen erhaltenen wirklichen Übergang der verschiedenen Fazies vom Wengener Alter im Fassagebiet an der Südgrenze der Eruptivspalten von Buffaure.

Anderseits kann man einen Faziesübergang nördlich des Sellajochs zeigen, am Nordabhang des Schlerndolomits in der Entwicklung der Wengener Tuffe bei Sa Cōul, unmittelbar östlich von der Nordwand des Langkofels. Und sehr gut kann man ihn zeigen im Falle des Schlerndolomits der Fermedagruppe, unmittelbar südlich der Hauptmächtigkeit des Schlerndolomits in der Nordwand. An diesen beiden Stellen machen die Tuffe stufenweise unreinen Kalken mit Dolomitbänken Platz, u. zw. ist diese Kalkdolomitentwicklung außergewöhnlich wenig mächtig, nur 5—8 *m* an der Faziesgrenze.

Die Wengener Schichten in Beziehung zur Buchensteiner und Cassianer Serie.

Durch die vorhergegangene Beschreibung der Wengener Schichten sind wir in der Lage, zu diskutieren, ob diese Serie in die Hauptuntereinteilungen der Trias mit den Buchensteiner Schichten oder mit den Cassianer Schichten zusammen eingereiht werden sollte oder ob alle drei miteinander zu einer Gruppe zusammengefaßt werden sollten. Mojsisovics reihte die Buchensteiner und Wengener Schichten unter die norische Stufe ein und verwies die Cassianer Schichten in die karnische Stufe, aber er zog die obere Grenze der Wengener Schichten viel höher, als es die Verfasserin getan hat, indem er die „*Pachycardia*-Tuffe" zu den Wengener Schichten rechnete (vgl. S. 131).

Viele Einwände sind gegen die Einreihung der Wengener und Cassianer Schichten in verschiedene Unterabteilungen gemacht worden, da sie so eng miteinander verbunden in der Tuffazies der verschiedenen Gebiete auftreten.

Nichtsdestoweniger drängen die Detailforschungen, welche die Verfasserin in bezug auf die Horizonte, die oben als obere Buchensteiner Schichten beschrieben wurden, und die paläontologischen Schlußfolgerungen, zu welchen Horn kam, zu der Ansicht, daß die Wengener Schichten nähere Beziehungen zu den Buchensteiner Horizonten als zu den Cassianer Schichten in diesem Gebiet haben. Daher folgt die Verfasserin dem Vorgang von Mojsisovics und stellt die Cassianer Schichten in die karnische Stufe und die Wengener Schichten mit den Buchensteiner Schichten zusammen in die „ladinische" Stufe.

Wenn man die faunistischen Merkmale der Wengener Schichten in der Seiser Alpe in Betracht zieht, kann kein Zweifel sein, daß die auf die Wengener Schichten beschränkte Fauna eine natürliche Fortsetzung der Fauna der Buchensteiner Periode darstellt, es aber noch fast keine Anzeichen für die mannigfaltigen neuen Formen gibt, welche in der frühen Cassianer Zeit erscheinen sollten.

Nehmen wir *Posidonia Wengensis*, eine Type, welche in der Buchensteiner Zeit erscheint, aber ihre bedeutendste Größe und ihre größte Fruchtbarkeit in der Wengener Zeit erreicht und in den unteren Cassianer Schichten in einer reduzierter Anzahl noch ausdauert. Die „*Daonella Lommeli*", welche die am zahlreichsten entwickelte Spezies in der Wengener Zeit ist, ist die direkte Nachfolgerin der vorherrschenden *Daonella*-Formen der Buchensteiner Zeit. Die Ammonitenfauna in den oberen Buchensteiner Horizonten enthält einige Spezies der Zone des *Protrachyceras Reitzi* oder der Hauptgruppe der Buchensteiner und eine Anzahl von Spezies, welche in Wengener Horizonten vorkommen. Die Ammonitenfauna zeigt also eine starke Verwandtschaft zwischen der Buchensteiner und der Wengener Gruppe (vgl. Heft 2, S. 49).

Die kleineren Typen der Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden, welche in frühen Buchensteiner Horizonten vorkommen, sind in den oberen Buchensteiner und Wengener Schichten sehr selten, aber sie scheinen die besonderen Vorläufer der Cassianer Fauna gewesen zu sein. Anscheinend waren die kleinen Arten befähigt, in den geschützten, brackischen und ziemlich klaren Wasserbecken dieser Periode in den Zwischenräumen zwischen den Tuffausbrüchen zu gedeihen. In der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit waren die vulkanischen Erscheinungen zu weit verbreitet und zu häufig, um ihre Entwicklung zu begünstigen, ausgenommen in der unmittelbaren Nachbarschaft der schmalen submarinen Rücken innerhalb des Gebietes.

Auch waren die Echinodermen und die Diploporen, welche reichlich in diesem Gebiet von den oberen Horizonten des unteren Muschelkalks bis zur Buchensteiner Zeit vorkommen, viel mehr begrenzt in ihrer Verteilung während der Störungsperioden der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit, aber sie breiteten sich während der Cassianer Zeit wieder weiter aus.

In allen Teilen der Seiser Alpe gibt es einen Beweis für die Bedeutung des ersten allgemeineren Auftretens des geschichteten harten Kalks, welcher Anhäufungen von *Cidaris*-Stacheln und Reste von Echinodermen und Korallen enthält. Diese wechsellagern oft mit Mergeln, welche verschiedene kleine Fossilien enthalten. Emmrich hatte früher schon das Vorkommen dieser kleinen Fossilien festgestellt und verglich sie mit der St. Cassianer Fauna der Stuoresalpe. Als Mojsisovics später die ganze Seiser Alpe als Wengener Schichten kartierte, entging ihm der Vorteil dieses guten paläontologischen Horizontes, welcher zuerst von Emmrich bestimmt wurde. Er wurde von neuem von der Verfasserin in ihrer ersten Arbeit bestimmt und durch die ganzen Dolomiten bis Toblach als Grenze zwischen Wengener und Cassianer Schichten weiterverfolgt (Q. J. G. S. 1893, London).

Das erste Erscheinen der kleinen Cassianer Fossilien in großer Anzahl markiert das Erlöschen der konstanten vulkanischen Entladungen der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit und den Beginn einer Periode, in welcher

die Korallen und Echinodermen auf den vielen Unebenheiten des Meeresbodens sich ansiedelten, und es wurden linsenförmige Riffe oder Blöcke aus Kalk an den Rändern der submarinen Terrassen gebildet. Die Diploporen gediehen in den weniger bewegten seichten Becken der Terrassen, wo sich auch gelegentlich die Echinodermen und Korallen ansiedelten. Kleine gemischte Faunen machten sich die Becken im Inland zunutze, und es bildete sich eine neue Epoche in der Entwicklung der alpinen Faunen aus.

Die Fortentwicklung läßt sich leicht von der Cassianer zur Raibler Periode weiterverfolgen mit Hilfe der gemischten Faunen, welche die *Pachycardia*-Tuffe der Seiser Alpe und die oberen Cassianer Schichten anderer Orte darbieten und eine Anzahl von Leitfossilien in Gemeinschaft einerseits mit Cassianer Faunen, anderseits mit Raibler Faunen enthalten.

Während man also verschiedene Züge des Zusammenhanges in den Faunen des alpinen oberen Muschelkalks und der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten klar verfolgen kann, bleibt es eine ungeklärte Tatsache, daß in der Cassianer Zeit eine Myriade von neuen Formen zum ersten Male in diesen Gebieten erschienen und die Vorläufer der Raibler Typen waren. Paläontologisch betrachtet wäre daher die passendste Grenze, um die ladinische Stufe von der karnischen Stufe abzutrennen, der Beginn der Cassianer Zeit.

Auch wenn man vom Standpunkt der Gestaltung der Erdkruste ausgeht, so ist dieser Horizont der geeignete, da in der Wengener Zeit, wie wir gesehen haben, die eruptive Tätigkeit, welche das hervorstechendste Merkmal der oberen Buchensteiner Zeit war, im größeren Teil des Eruptivgebietes nur sehr wenig nachgelassen hatte. Die Aufhäufung von Tuffen und Lava erfolgte längs der gleichen Strukturlinien wie in der oberen Buchensteiner Zeit. Krustenbewegungen dauerten an, wie es durch die Verhältnisse auf der Seiser Alpe, bei Mahlknecht und an den Roßzähnen erwiesen ist. Eine Anzahl von individuellen Wasserbecken wurden durch die intermittierenden Querverwerfungen gebildet, welche in den Ausbruchfeldern folgten. Im großen und ganzen genommen sind die Wengener Schichten in der Tuff- und Mergel-Fazies der nördlichen Zone in der Schichtenfolge und in den Fossilien sehr eintönig.

Als die Cassianer Zeit begann, hatten diese Wasserbecken, wie das der Seiser Alpe, des Sellajochs und des Stuoresgebietes, schon eine gewisse Individualität erlangt und wurden von Faunengesellschaften und Formen organischen Lebens bewohnt, welche Lokalmerkmale verraten, wenn auch reichliche Leitfossilien ihre Gleichzeitigkeit sichern. Z. B. erscheint die „*Pachycardia*-Tuff"-Fauna der Seiser Alpe nirgendwo anders mit der gleichen reichen Mannigfaltigkeit an Fossilien. Das Leitfossil *Pachycardia rugosa* wurde tatsächlich als eine Eigentümlichkeit der Seiser Alpe angesehen, bis die Autorin es mit gewissen anderen Leittypen der „*Pachycardia*"-Tuff-Fauna zusammen an den südlichen Abhängen des Langkofels und des Sellajochgebietes auffand. So war also immer noch ein gewisser Zusammenhang innerhalb der verschiedenen Becken der nördlichen Zone während der Cassianer Zeit möglich.

Der Beginn der Cassianer Zeit ist jene Periode, in welcher nach Ansicht der Verfasserin die neue Verteilung der Meere als Folge der Buchensteiner und Wengener Faltenbewegungen, Verwerfungen und Eruptivtätigkeit in großen Zügen festgelegt worden war. Die weiteren Bewegungen während der Cassianer und Raibler Perioden leiteten mannigfache Faziesverschiedenheiten auf Grund von Unterschieden in der Bodenbeschaffenheit ein, aber diese wurden nur in das allgemeine Gestaltungsschema, welches in der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit festgelegt worden war, eingefügt.

Karnische Stufe.

A. Cassianer Schichten.

Zone des *Trachyceras Aon.* Wissm.

(Vgl. Paläontologischer Teil, Taf. XI und XII. S. 82—87 und Übersichtstabelle.)

Der besseren Übersicht willen sollen die Profile der Cassianer Schichten an den Hauptfundstellen in der gleichen Reihenfolge beschrieben werden wie für die Wengener Schichten. Dort, wo die Profile der beiden Stufen tatsächlich zusammenhängen, soll die Numerierung der Horizonte fortlaufend durchgeführt werden.

Die Nordseite des Grödener Tales.

Übergang der Tuff- und Dolomitfazies am Fermeda-Massiv.

Die Tuffazies der Cassianer Schichten ist in den höheren Plateauteilen der mittleren und östlichen Aschkler Alpe, in einem schmalen OW gerichteten Aufschluß, quer über die Cislesalpe, in der Schwatschalpe und an den steilen Abhängen unter den Dolomitfelsen der Steviaalpe und in der Nordwand des Grödener Jochs aufgeschlossen. Sie sind auf dem Westrücken der Aschkler Alpe und am Kukasattel nicht erhalten. Es möge nun die Schichtenfolge, welche man an der Cislesalpe, ungefähr in der 2000-*m*- bis 2500-*m*-Isohypse, etwas tiefer als die mächtige Moränenbedeckung in der Nachbarschaft der Regensburger Hütte, erhalten kann, beschrieben werden.

Profil der Cislesalpe.

Im Hangenden: sandiger, poröser Schlerndolomit, welcher den westlichen Steilabsturz des Puezmassivs bildet.

Cassianer Schichten.

11. Sandige Mergel mit kleinen, schwarzen Bruchstücken von fossilen Pflanzen.

10. Grau und rötlich gefleckter dolomitischer Kalk.

9. Fossil führende Tuffbreccien und grobe Tuffe mit Einschaltungen von mergeligen Schiefern und Kalken. Die Tuffbreccien enthalten ein paar schlecht erhaltene dickschalige Bivalven und viele zerbrochene Schalenstücke (*Daonella rugosa, Worthenia coronata, Cucullaea impressa, Pecten* sp.). In den Tuffschiefern wurden Exemplare von *Trachyceras Aon.* gefunden und in den orange und rötlich verwitternden brecciösen Kalken *Cidaris*-Stacheln und einige kleine Korallen und Brachiopoden (*Isastraea Gümbeli, Spirigera indistincta*).

Diese Gruppe ist nicht mehr als 8 oder 10 *m* mächtig. Sie ist an beiden Seiten der oberen Quellen des Incislesbaches aufgeschlossen und die Fossilien sind am besten in einer Schlucht zu finden, welche sich nach WNW vom Punkt 2099 *m* der Karte aus hinaufzieht.

8. Mergel mit zahlreichen kleinen Fossilien (*Koninckina Leonhardti, Nucula strigilata, Cardita crenata* usw.).

7. Orange verwitternde Oolithe und Mergel mit kleinen Bivalven und Gastropoden (*Naticopsis impressa, Mytilus Münsteri* usw.).

6. Eine Bank von einer Kalkbreccie, ganz voll von zerbrochenen Schalen. Dieser Lumachellenkalk kommt im gleichen Horizont auf der Stuoreswiese im SW von St. Cassian vor.

5. Braune Mergel und mergelige Kalke mit kleinen verkohlten Landpflanzenbruchstücken, vielen Exemplaren von *Posidonia* und anderen schlechterhaltenen Bivalven und kleinen Ammoniten (*Leda praeacuta, Leda sulcellata, Badiotites Eryx*). Die eingeschalteten Zwischenlagen bestehen aus oolithischen, orange oder bräunlichgelb verwitternden Kalken mit *Cidaris*-Stacheln und anderen schlechterhaltenen Fossilien. Sie kommen als kleiner Denudationsrest auf der Aschkler Alpe vor (*Cidaris dorsata, C. Braunii, Encrinus varians* usw.).

An der Basis Wengener Schichten (Nr. 1—4, S. 115).

Nördlich von der Schwatschalpe und am linken Ufer des Incislesbaches kann man nachstehende, ziemlich gute Schichtenfolge der Cassianer Schichten erhalten.

Im Hangenden: Schlerndolomit.

Die tieferen Horizonte sind hier gut geschichtet, ebenso wie in anderen Lokalitäten. Der Dolomit bildet die Wandabstürze des Pela de Vit, eines westlichen Ausläufers der Steviaalpe.

Cassianer Schichten.

5. „Cipitkalk" nach oben zu in blaßgelbe, sandige Kalke übergehend; ziegelrote Färbungen und Wechsellagerungen von rotem und grauem Mergel kommen lokal vor. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt ungefähr 8 *m*. Sie enthalten *Cidaris*-Stacheln, armselige Reste von Korallen und einige kleine Bivalven. Der Cipitkalk hat die gleiche Art, beim Verwittern in Blöcke zu zerfallen, wie auf der Cipitalpe, scheint aber ein ziemlich zusammenhängendes Vorkommen in den Mergeln gebildet zu haben. Dieser Horizont soll wahrscheinlich als oberer Cassianer betrachtet werden. Leider liegt er meistens unter dem Felsschutt der Steviaalpe (irrtümlicherweise in der gedruckten Karte nicht eingetragen).

4. Tuffe und feine Tuffbreccien mit Kalken wechsellagernd.

3. Gelb verwitternde, spaltbare Kalke mit grünlichen, sandigen Tuffen wechsellagernd; einige Lagen sind voll von Schalenbruchstücken. Dieser Horizont bildet eine deutliche Terrasse.

2. Kalkschiefer, reich an den kleinen Fossiltypen der Stuoresfauna.

1. Tuffe und Tuffschiefer, mit grau und orangegelb verwitternden Kalken und Tuff- und Kalkbreccien wechsellagernd. In den Schiefern *Posidonia Wengensis, Avicula globulus* und guterhaltene Brachiopoden, darunter *Koninckina Leonhardti* Wissm., sp.; *Cidaris*-Stacheln und gelegentlich schlechterhaltene Korallenreste. Diese Gruppe ist in ausgedehntem Maße auf der Schwatschalpe aufgeschlossen, wo andere Typen gefunden wurden: *Thamnastraea Zitteli* Wöhrm., *Pentacrinus propinquus* Münst., und eine Anzahl von *Cidaris*-Stacheln von verschiedenen Arten.

An der Basis Wengener Schichten.

Die vorhergehenden Profile sind Beispiele für die Tuffazies der Cassianer Schichten, welche konkordant und ununterbrochen auf die Tuff- und Lavafazies der Wengener Schichten und die obere Buchensteiner Gruppe auf der Aschkler Alpe und auf der Schwatschalpe folgt.

Der Tuffcharakter ist bis fast zur Ecke der Nordwand der Felsen erhalten, welche sich von der Seceda im W bis zu den Dolomitgipfeln der Fermedagruppe im O ausbreiten. Die Horizonte nehmen an Mächtigkeit ab, je weiter sie nach N ziehen (S. 128, Fig. 18).

Es waren weder Exemplare von *Pachycardia rugosa* noch irgendeine typische, aus Raibler und Cassianer Typen gemischte Gesellschaft zu finden, welche für die „*Pachycardia*-Tuffe" auf der Seiser Alpe charakteristisch gewesen wären. Daher betrachtet die Verfasserin die Tuffazies hier als eher mit der Cassianer Serie der Stuoresfazies übereinstimmend.

Übergang-Fazies zu Schlern Dolomit.

Es sollen nun drei Profile von verschiedenen Teilen der Nordwand folgen, um den Faziesübergang in den Wengener und Cassianer Schichten von einer aus Tuff und Kalk gemischten Serie in eine reine Dolomitfazies zu zeigen.

Das erste Profil ist in der Secedascharte gezogen, unmittelbar östlich vom Secedagipfel, an der östlichen, abgesunkenen Seite der N-S-Verwerfung, welche durch den Rücken zieht.

7. Violette, lichtgraue, sandige Schiefer, stark geädert, violett oder orangegelb verwitternd und oft kreisförmige oder elliptische Farbenanordnungen zeigend. Dieser Horizont ist der höchste, der auf dem Rücken aufgeschlossen ist, und nur lokal vorhanden.

6. Bank von dolomitischem Kalk; das ist manchmal das höchste Gestein am Rücken . . . . . zirka 2 *m*

5. Sehr dünne Lage von Schiefer, ungleich entwickelt . . . . . 0·35 *m*

4. Bank von dolomitischem Kalk . . . . . 3 *m*

3. Dünngeschichtete, orangegelb verwitternde Schiefer mit Zwischenlagen von dunkelblauen, spaltbaren, schieferigen Kalken, welche *Posidonia Wengensis* und verkohlte Pflanzenreste enthalten . . . . . 2 *m*

2. Bank von dolomitischem, brecciösem Kalk . . . . . 4 *m*

1. Dünne Lage von dunkelgrauen Schiefern . . . . . 0·5 *m*

An der Basis: sandige Kalke mit grünlichen Tuffen wechselnd und nach unten zu in Buchensteiner Knollenkalk mit Hornstein übergehend.

Die Horizonte 1 bis 3 korrespondieren deutlich mit Wengener Schichten, während Nr. 4 bis 7 fast sicher Cassianer Schichten sind, wenn auch kein Fossil hier in ihnen zu finden war. Das Streichen ist N 70° O und das Fallen 25° SSO. Von hier aus folgt der nächsthöhere Horizont im Terrassenabhang südlich vom Rücken, und es zeigt sich, daß es eine ziemlich mächtige Bank von dolomitischem Kalk ist, welche von Zeit zu Zeit zwischen dem Gras in der Nähe der Kante der Nordwand ansteht.

Das nächste Profil ist etwas weiter östlich gezogen, in der schmalen Einsenkung zwischen der Panascharte (Jochscharte) und der Secedascharte.

6. Einige Dolomitbänke, von welchen jede eine Mächtigkeit von mehreren Dezimetern hat . . . . . 1·5 *m*
5. Violette und lichtgraue, sandige Schiefer . . . . . 1 *m*
4. Lichtgrauer, poröser Dolomit; eine Bank davon wittert als Felsen heraus. Violette, sandige Schiefer als eine geringmächtige Gruppe, fehlt manchmal, bezeichnet den Beginn der Cassianer Schichten.
3. Graue oder braun verwitternde, sandige Schiefer, welche viele kleine fossile Pflanzenbruchstücke enthalten: diese haben das Aussehen von Wengener Schiefern . . . . . 2 *m*
2. Sehr poröser Dolomit von etwas brecciöser Struktur . . . . . 1·5 *m*
1. Dunkelgraue Schiefer und geringmächtige Kalkbänke, wahrscheinlich Wengener Schichten . . . . . 3·5 *m*
An der Basis: eine dicke Kalkbank, welche ein Teil der darunterliegenden Buchensteiner Kieselkalke zu sein scheint; sie enthält Echinodermenreste und hat unebene Oberflächen.

Die Schichtenfolge der Buchensteiner Schichten, welche im Liegenden dieses Profils zu sehen sind, siehe auf S. 43.

Die Gesamtmächtigkeit der Wengener Schichten beträgt hier ebenso wie in der Secedascharte nicht mehr als 7 *m*. Die Cassianer Horizonte sind nur teilweise vorhanden. Wenn man sie auf dem Südabhang verfolgt, so findet man, daß die Mächtigkeit der Schieferhorizonte zwischen den Bänken von dolomitischem Kalk rapid zunimmt. Ein oder zwei Aufschlüsse sind da, wo der Wiesenboden abgerutscht ist, und in diesen sind die weicheren Stufen fossilführend und enthalten typische Cassianer Mergel und geringmächtige Bänke von gelb verwitternden Cassianer Kalken mit *Cassianella decussata* und anderen bekannten Cassianer Typen in Gesellschaft von *Cidaris*-Stacheln.

Diese beiden Profile stammen aus der mittleren Scholle des Rückens, welche durch die NS-Verwerfungen der Secedascharte und der Pana- oder Jochscharte begrenzt wird. Das nächste Profil ist unmittelbar westlich von der Verwerfung in der Pana- oder Jochscharte gezogen.

9. Dolomitlage am Südabhang, nahe am Rücken.
8. Gruppe von sandigen, orange und blaßgrau verwitternden Cipitkalken mit Zwischenlagen von braunem Tuff und lichtgrauen, mergeligen Kalken mit *Cidaris*-Stacheln . . . . . 3 *m*
7. Dolomit des Rückens; variiert in seiner Mächtigkeit . . . . . zirka 4·5 *m*
6. Violett und gelb verwitternde, plattige Schiefer . . . . . zirka 2·5 *m*
5. Schwachgeschichtete Lagen von grauem oder graubraunem Dolomit . . . . . 2 *m*
4. Orange oder gelb verwitternde, sandige Schiefer.
3. Eine Bank von brecciösem, dolomitischem Kalk, welcher gelblich verwittert.
2. Schiefer mit *Posidonia Wengensis* und wechsellagernde Kalke.
1. Dunkelblaue, dünngebankte, spaltbare Schiefer, Buchensteiner Schichten; grüne Tuffe und Kalkbänke. Die Horizonte Nr. 1—4 sind wahrscheinlich von Wengener Alter und nur ein paar Meter dick.

Die Höhe des Rückens ist hier zirka 2440 *m*. Die Dolomitfelsen von Nr. 5 stehen am Südhang des Rückens in einer Höhe von 2360 *m* mit einer Anzahl von verschiedenen Bänken von bräunlichem oder grau verwitterndem, porösem, dolomitischem Kalk an, welcher zwischen gebänderte Schiefer und Mergel eingeschaltet ist.

Östlich von der Panaschartenverwerfung ist das Abwechseln von Dolomitbändern und Cassianer Terrassen viel mehr in die Augen fallend, da sie einen Teil der hervorstechenden südfallenden Abhänge der Fermeda de Soura oder der Kleinen Fermeda zusammensetzen.

Nahe am Paß haben die Gesteine der Kleinen Fermeda ein Aussehen, als ob sie in massige Dolomitlagen zerspalten wären, die durch dünne Bänke von geschichtetem Sediment getrennt würden, welche in der Wand mit einer spärlichen Grasdecke zugedeckt sind. Sie fallen ungefähr 45° südlich, nur wenig sanfter als die Südkante der Felswand.

Wenn man die Westseite der Kleinen Fermeda erforscht, so kann man gewisse Diskordanzen verfolgen. Das Bild (Taf. IX, Fig. 32) zeigt eine davon, wo eine Dolomitbank über einige Schichten der Cassianer Schiefer transgrediert. Aber im ganzen kann man zwei Hauptterrassen von Cassianer Schichten sehen, welche schwalbenschwanzartig im Dolomit auskeilen, indem sie gegen NNO und O an Mächtigkeit abnehmen.

Die beiden Gruppen, welche auf diese Weise auskeilen, sind die Nummern 6 und 8 des obenstehenden Profils und wir haben gesehen, daß der Horizont Nr. 5, welcher auf dem Rücken rein dolomitisch ist, auf dem Südabhang zu einer Gruppe Cassianer Mergeln wird, die mit dünnen Lagen von dolomitischem Kalk wechsellagern. Gegen N, in der Fermeda de Soura keilen die Mergel und Schiefer gänzlich aus. Auch gegen O, in der Fermedagruppe und in den Geißlerspitzen findet sich eine gleichmäßige, massige Entwicklung des Schlerndolomits.

Die Photographie (Taf. IX, Fig. 31) zeigt den steilen Südabhang der Fermedatürme und der Fermeda de Soura.

Erinnern wir uns an die Beziehungen der Dolomitgesteine zu den Buchensteiner Schichten. Der Schlerndolomit bildet ohne Unterbrechung die Nordabstürze der Fermedagruppe. An der Ostseite der Panascharte liegt er auf Gesteinen, welche oben als eine Dolomitfazies der oberen Buchensteiner Horizonte gedeutet wurden (S. 36 und 43).

Das Einfallen der Buchensteiner Schichten unter der Schlerndolomitwand ist zirka 28° SSO; das des Schlerndolomits beträgt 38° SSO, wenn man annimmt, daß die grasigen Terrassenhänge praktisch damit zusammenfallen. Das würde andeuten, daß der Schlerndolomit der tieferen Horizonte gegen Süden auskeilt, u. zw. unter einem Winkel von 10°.

Wenn man die Schichtenflächen in den Dolomitfelsen verfolgt, so sieht man zweifellos einen Unterschied in der Mächtigkeit der Gesteine auf der Nord- und auf der Südseite, wobei die Südseite die weniger mächtige ist.

Da jene die Seite ist, an welcher in der Wengener und Cassianer Zeit Tuffe, Mergel und Schiefer abgelagert wurden, so hat es den Anschein, als ob in der unmittelbaren Nachbarschaft dieser Ablagerungen die Kalkentwicklung geringer war als eine kurze Strecke davon entfernt.

Ein guter Aufschluß von schiefrigen Kalken der Wengener Periode mit *Daonella Lommeli* befindet sich südlich von der Fermeda de Soura in einer Höhe von ungefähr 2260 *m* bis 2300 *m*. Sie wechsellagern mit Dolomitlagen derartig, daß die Lommelischiefer über Dolomit transgredieren und darüber wieder Dolomit folgt.

Das diagrammartige Profil in Fig. 18 soll die Art der Transgression und das Ineinandergreifen der Fazies in dieser Bewegungsphase illustrieren.

Das vollständige Profil der Wengener Schichten kann man nur stufenweise zwischen der Basis der Fermeda und dem Rücken, welcher sich nach S gegen einen See zu erstreckt, erhalten. Es enthält von oben nach unten zu: *a)* die dunkelblauen, schiefrigen Kalke mit *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis* und geht nach unten zu in dunkle, gebänderte Schiefer mit den gleichen Fossilien über; *b)* eine dünne Dolomitlage; *c)* Mergel und Schiefer, welche eine Anzahl von verkohlten Resten von Pflanzenstengeln und kleine schwarze Pflanzenflecken, sogenannte *„Bactryllien"*, enthalten. In diesen Schiefern finden sich zahlreiche Exemplare von *Posidonia* und *Avicula*, und die Schichtenflächen sind häufig glänzend und fein gewellt. Die Anwesenheit der Pflanzenreste in den untersten Horizonten zeigt, daß sich in der Nachbarschaft schon in der oberen Buchensteiner Zeit eine Landerhebung ausgebildet hatte.

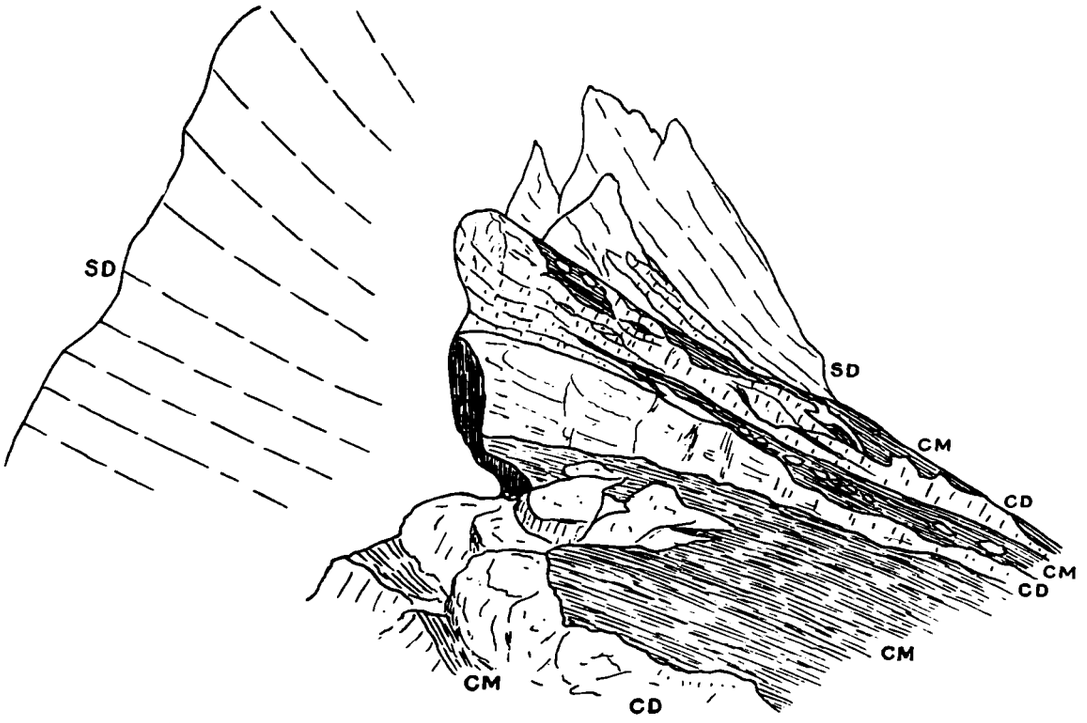


Fig. 18. Die Faziesgrenze am Kleinen Fermedaturm. *CM* = Cassianer Mergel, *CD* = Cassianer Dolomit, *SD* = Schlerndolomit.
(Vgl. Taf. IX, Fig. 31.)

Es findet sich aber gar kein Anzeichen eines hohen Riffwalles, an dem sich die Tuffazies abgelagert hätte. Im Gegenteil, die Faziesbildungen keilen mit kleinem Winkel gegeneinander aus, und die beiderseitigen Ausläufer sind gegen die Faziesgrenze weniger mächtig. Die dolomitische Randfazies nimmt hier rapid gegen N zu ab, die Tuffrandfazies gegen S zu. Dies hat ohne Zweifel später leicht zur Bildung von Spalten in der Randzone geführt, als der schwächsten Zone in der Erdkruste von der Zeit ihrer ersten Ablagerung angefangen. Hier liegt also der wichtige Faktor des verschiedenen Widerstandes gegen Druck vor, welcher durch die verschiedenen Typen von Gesteinsmassen im N und S des Randgebietes gegeben ist.

Der Faziesübergang zeigt in der nächsten Periode, während der unteren Cassianer Zeit auf der Seite der Dolomitfazies eine viel ausgesprochenere Zunahme an Mächtigkeit als in der Wengener Zeit und im Zusammenhang damit ausgeprägtere Diskordanzen in der Randzone des Auskeilens mit der Tuffazies.

Wir können annehmen, daß das Tuffmaterial, welches während der Wengener Zeit ins Meer entladen wurde, in dieser Periode nach und nach verteilt und abgelagert wurde und die lokalen Erhebungen an den eruptiven Öffnungen durch die Erosion entfernt worden waren. Die unteren Cassianer Ablagerungen sind hier praktisch genommen frei von fossilen Landpflanzenresten, wenn sie auch in der Nähe der Stätten früherer vulkanischer Tätigkeit noch stark mit Tuffmaterial beladen sind.

Zwischen diesem Gebiet und der Dolomitfazies zeigen die ersten Cassianer Ablagerungen gutgeschichtete mergelige Ablagerungen mit Kalkzwischenlagen und enthalten verschiedene Arten der kleinen Fossilien. Tatsächlich findet sich hier an der Faziesgrenze eine Mächtigkeitszunahme der Kalklagen in Form der Cipitkalke, in welchen Korallen und Echinodermen die organischen Hauptlieferanten waren.

Wie es die Fig. 18 zeigt, findet die Mächtigkeitszunahme der Cipitkalke zu Riffbauten ganz nahe der Dolomitfazies statt, wie die Beobachtungen an der Cisles- und Aschkler Alpe und an der Fermeda de Soura gezeigt haben. Sie deutet darauf hin, daß sich längs der Kante des Schelfs eine Korallenzone befand, wo das Meerwasser mit dem feinen Detritus von der Tuffseite her beladen war, und daß die Ungleichheiten hier noch andauerten.

Die Entwicklung von Korallen und Echinodermen bot hier dem Meerwasser an der Innenseite einen gewissen Schutz, und in diesem geschützten Gebiet des submarinen Schelfs war es, daß sich die Dolomitfazies ansammelte. Von Zeit zu Zeit wegen Veränderungen in den Tiefenverhältnissen oder andern Bedingungen fanden diese Riffbauten mehr gegen die Innen- oder die Außenseite des Schelfs statt. Gelegentlich auch waren Teile des Schelfs zur Erosion freigelegt.

Seit der Veröffentlichung ihrer früheren Arbeiten über die Wengener und Cassianer Schichten[1] hat die Autorin die Ansicht aufrechterhalten, daß die Dolomitmassen ihren Ursprung hauptsächlich der Anhäufung von Algenablagerungen verdankten, wenn auch mitten darin linsenförmige Ansammlungen von Korallen- und Echinodermenresten vorkommen. Dieser Beweis für den Zusammenhang der Schichten an den Abhängen der Fermeda und der Aschkler Alpe wird durch die Vorstellung des nur lokalisierten Vorhandenseins der Korallenriffe und ihrer geringen Mächtigkeit stark unterstützt.

Ihre Bildung dauerte nach der Periode des Verkeilens der Cassianer Tuffe, Mergel und Kalke auf der Alpe weiter an, da sie auch in höheren Horizonten als linsenförmige Lagen innerhalb der Dolomitmassen vorkommen.

Durch die sich verkeilenden Fazies haben sich drei verschiedene Terrassen gebildet. Die tiefste oder erste Terrasse bildet die untere Fläche des nördlichen Pana Abhanges und ist wahrscheinlich mit der frühen oder unteren Cassianer Periode gleichzeitig. Die zwei höheren erscheinen in den Felsen der Fermeda de Soura, wo die Cipitkalke in gewissem Maße auch obere Cassianer Horizonte repräsentieren. Ein wichtiger Punkt ist die Diskontinuität der aufeinanderfolgenden Cipitkalkbildungen, welche zeigen, daß die Korallen ihre Riffbildungen in diesen Kalken nicht irgendwie als vertikalen oder steilen Wall aufführten, sondern daß der Ort, wo sie sich aufhielten, von Zeit zu Zeit mit den wechselnden Bedingungen gewechselt wurde.

Die Profile aus dem Ostteil der Cisles- und Schwatschalpe (S. 126) zeigen die weitere Ausbreitung der Dolomitfazies über die Cassianer Mergel und die Cipitkalke in der folgenden Periode. Das Gebiet der Mergel wurde immer mehr eingeengt, und die Randzone änderte im Zusammenhang damit ihre Lage. Die Cipitkalke und die Mergel wurden vom Dolomit zugedeckt, als er sich nach S ausbreitete.

Auch hier ist wieder kein Anzeichen für ein plötzliches Ende weder der Mergel und Kalke, noch des Dolomits. Die Grenzen sind leider sehr verschüttet. Alles, was man sehen kann, ist, daß stellenweise im liegenden Teil des Dolomits Einschaltungen von Cipitkalken und Mergel vorkommen.

Die Cassianer Schichten sind nur an wenigen Stellen an den Abhängen der Aschkler- und Cislesalpe erhalten. Alle diese Vorkommen gehören den älteren Cassianer Horizonten an und bestehen aus Tuffen und Tuffbeimischungen zu den Mergeln und Kalken. Die höheren Cassianer Horizonte stehen in der Nähe der Dolomitfelsen im NO und O an. Sowohl die zweite als auch die dritte Terrasse der Cassianer Schichten östlich von der Pana- oder Jochscharte gehören zu den höheren Cassianer Horizonten mit brecciösen Kalken, welche häufig Korallen und Echinodermenreste enthalten und mit weichen Mergeln wechsellagern. Die dritte oder höchste Terrasse liegt in einer Höhe von 2398 *m* bis 2400 *m*. Der Dolomit über dieser Terrasse reicht bis zu 2568 *m* in der Fermeda de Soura und 2867 *m* im Fermedaturm.

Die Cassianer Horizonte der höheren Terrassen sind, wie man in einem oder zwei Gesteinsaufschlüssen im O der Schwatschalpe sehen kann, ähnlich in die Dolomitwände der Steviaalpe eingeschaltet. Ungeheure Massen von Geröll lassen leider nur wenig Raum für eine Detailuntersuchung in den Dolomitwänden der Pela de Vit im dazwischenliegenden Gebiet im O der Cislesalpe.

Es würde daher scheinen — wie es auch in den Diagrammen angedeutet wurde —, daß damals, als die ursprüngliche Depression in der Nachbarschaft der Eruptivspalte mehr und mehr mit den Laven, Tuffen, Tuffkonglomeraten und Breccien aufgefüllt war, eine Zeit kam, in welcher die Dolomitfazies sich über ein viel weiteres Gebiet ausbreitete als früher. Die unmittelbare Ursache mag einfach das lokale Seichterwerden des Beckens gewesen sein, oder vielleicht war es eine Variation in den positiven und negativen Krustenbewegungen oder das Aufhören der Krustenbewegung und eine länger dauernde Pause in der vulkanischen Tätigkeit.

Jedenfalls konnten passende submarine Bedingungen für die eine oder die andere Fazies durch verschiedene Ursachen und zu verschiedenen Zeiten erreicht werden und wurden auch sicher erreicht. Die Verkeilung der Cipitkalke und Mergel mit dem Schlerndolomit in der Fermeda de Soura beweist das Auftreten von kleinen Variationen innerhalb der Cassianer Periode. Es ist jedoch Tatsache, daß ungefähr zur gleichen Zeit in den Dolomitmassiven dieses westlicheren Gebietes eine weitere Ausbreitung der Dolomite stattfand, nämlich in der Übergangszeit zwischen der oberen Cassianer und der Raibler Periode, welche ein allgemeines Seichterwerden der Wasserbecken in diesem Gebiet andeutet.

Das Ausbreiten der Dolomite vollzog sich mit dem Aussehen einer Transgression insoweit, als sich die Dolomitfazies vom Fermedagebiet nach S ausbreitete und gegen S über immer jüngere Horizonte der Cassianer Schichten abgelagert wurde. Die Grenze zwischen den Fazies wanderte gleichsam südwärts. Sie bedeutet ein flaches Zusammen-

[1] Autorin, 1893 Q. J. G. S., London, und 1894, „Coral in the Dolomites" (Geol. Mag., London).

treffen der zwei verschiedenartigen Gesteinsbildungen. An der Nordseite des Grödener Jochs sind die Cassianer Mergel, sandigen Kalke und Cipitkalke sehr mächtig, aber der Schlerndolomit darüber ist sowohl hier als weiter im O verhältnismäßig wenig mächtig. Das Gebiet dieser Ausbreitung liegt nördlich von der wahrscheinlichen ursprünglichen Lage der oberen Buchensteiner Eruptivspalte in Gröden und südlich von irgendeiner WNW—OSO verlaufenden Verwerfung der oberen Buchensteiner Zeit, welche die ursprüngliche Bogenflexur oder gehobene Scholle der Fermedagruppe von der Aschkler Depression abgrenzte.

An der Südseite des Grödener Jochs kann das Vorhandensein einer oberen Cassianer Zone nachgewiesen werden. Der übergreifende Schlerndolomit liegt mit flacher Diskordanz auf verschiedenen Horizonten dieser Gruppe. Gegen N liegt er auf immer jüngeren Stufen. Der Unterschied zwischen den Schichtungswinkeln der zwei Fazies ist sehr gering, in den Cassianer Mergeln ist das Fallen zirka 25° S und im daraufliegenden Schlerndolomit zirka 15° S.

Das Zusammentreffen der zwei Fazies ist durch ein konglomeratisches Mischgestein von Tuffen, Tuffmergeln und Kalkblöcken charakterisiert. Dieses vertritt wahrscheinlich eine lokale Strandformation am sanften Abhang des submarinen Schelfs, auf welchem der Dolomit zur Bildung kam.

Es folgt auf den Dolomit mit flacher diskordanter Auflagerung eine dünne Gruppe von oberen Cassianer Schichten, aus rötlichen Cipitkalken und sandigen oder tuffigen Mergeln bestehend. Darauf erhebt sich die massive Entwicklung des Schlerndolomits in Murfreit und der Nordwand des Sellagebirges. In diesem Ineinanderkeilen der zwei Fazies fällt besonders die glatte, ebene oder wellige Fläche des Schlerndolomits unter der vorgreifenden höheren Gruppe der Cassianer Schichten auf. Feine Breccien sind auch an dieser Faziesgrenze stellenweise vorhanden, besonders gegen das Grödener Joch im N zu, wo der Dolomit zwischen den Cassianer Gruppen auskeilt. Am Nordostabhang sind die Faziesdiskordanzen gut aufgeschlossen. Am Nordwestabhang dagegen sind sie durch spätere Schuppungen in der Schichtenfolge, wobei der Schlerndolomit der hohen Wand auf die liegenden Felsen vorgeschoben ist, gestört und unregelmäßig geworden.

Einfluß der Deformationen.

Das ungestörte, fingerförmige Ineinandergreifen von jungen Horizonten der Tuff- und Mergelfazies mit dem Dolomit, mit der Tendenz, sich in der Richtung von der Zone, in welcher die Dolomitfazies begann, wegzuverschieben, ist einer der stratigraphischen Hauptzüge hier und überall. Aber es findet in der Regel unter einem so unbedeutenden Kontaktwinkel statt, daß er nur ein Beweis für gewöhnliche Kreuzschichtung der Ablagerungen ist und nicht für ein nach außen wachsendes Korallenriff. Es macht den Eindruck einer steilen Riffwand nur da und dort, wo die Schichten aufgerichtet oder aufgebogen wurden, was häufig während des späteren Verlaufes der Deformation vorkam, z. B. in der Fermedawand und in der Nordwand des Schlerns; oder wie wenn Eruptivspalten oder Verwerfungsbewegungen in der Nähe der ursprünglichen submarinen Terrasse durch lange Zeiten während der mitteltriassischen Ablagerung fortgedauert hätten, z. B. die Kalk- und Dolomitenmassive an beiden Seiten des Fassatales, anstoßend an die Eruptivfazies von Buffaure und vom Monte Dona.

Die ganze Fermedagruppe wurde steil aufgebogen seit der Zeit ihrer Ablagerung, und die späteren Flexuren sind nur teilweise mit der Kante der ursprünglichen submarinen Terrasse aus der Mitteltrias zusammengefallen. Diese hat einen fast O-W(zirka N 80° W)-Verlauf.

Wir sehen, daß die oberen Buchensteiner Schichten oder die tiefsten Horizonte in den Schlerndolomiten sich jetzt in westsüdwest-ostnordöstlicher Richtung längs der Nordwand der Geißlerspitzen und der Medalgeswand erstrecken und daß die Ausbreitung des Dolomits über Cassianer Schichten in südsüdöstlicher Richtung in der Steviaalpe und in den Gesteinen des Ciampaz nördlich vom Grödener Joch stattfindet. Die Faltungen und Hauptverwerfungen, welche zum alpinen System von Deformationen gehören, durchschneiden beide Fazies ohne Unterbrechung, und ihre Hauptrichtung in diesem Zug ist WNW—OSO. Hier stimmt die gegenwärtige Lage an der steilen Nordseite der submarinen Terrasse, welche wahrscheinlich in der oberen Buchensteiner Zeit angelegt wurde, mit dem späteren Faltensystem, welches mit den jungtertiären alpinen Bewegungen verknüpft ist, nicht überein.

Was anderseits die Lage des steilen Nordrandes der submarinen Terrasse betrifft, auf welcher die Entwicklung von Schlern, Rosengarten, Mairins und Fassa stattfand, so scheinen hier, selbst wenn man nachfolgende Verschiebungen zugibt, der Rand und die Eruptivspalten einer WNW—OSO gerichteten Streichungsrichtung gefolgt zu sein.

Diese war die Zone größter Störungen während der Mitteltrias in diesem Gebiet, und ihre Züge sind so gut erhalten, daß kaum ein Zweifel ihrer ursprünglichen Richtung sein kann. Die späteren alpinen Deformationen folgen dieser Richtung als einer Hauptrichtung, sie sind aber so kompliziert und unterbrochen, daß sie die ältere Zone durchkreuzen und man sie nicht als damit zusammenfallend betrachten kann.

Der Vergleich der Wengener und Cassianer Schichten östlich und westlich einer Linie, die man vom Einschnitt des Saltriebaches auf der Grödener Seite in nordnordost-südsüdwestlicher Richtung nach Mahlknecht ziehen kann, zeigt, daß die Seiser Alpe im W sogar zur Zeit der Ablagerung etwas gehoben gewesen sein muß im Vergleich zu dem St. Christiner Wiesenland und Comun im O. Die Wengener Schichten sind an der Westseite viel weniger mächtig, enthalten viel weniger tuffige Bestandteile, und die Fauna der Cassianer *Pachycardia*-Tuffserie ist reichlicher und lokalisierter auf dieser Seite.

Es findet auch der Übergang der Schlerndolomitfazies in die Marmolatakalkfazies längs eines NNO—SSW gerichteten Randes statt, welcher praktisch mit den Fassatal Abhängen des Monte Dona zusammenfällt.

Das sind ursprüngliche Faziesunterschiede in der Mitteltriaszeit, welche einen Terrassencharakter des Meeresbodens auch in nordnordost-südsüdwestlicher oder einer N-S-Richtung auf dieser Westseite der Dolomiten andeuten, wodurch die Ostseite tiefer lag als die westliche.

Ein anderes Beispiel wird von der ursprünglichen Langkofelterrasse gegeben. Die Dolomitbildung hat auf dieser Terrasse schon in Buchensteiner Zeit angefangen und während Wengener und Cassianer Zeit fortgedauert. Östlich davon, weder im Sella noch Grödener Jochgebiet, sind Dolomitbildungen von Buchensteiner oder Wengener Alter vorhanden. Sie haben erst in Cassianer Zeit angefangen. Man darf daraus schließen, daß die Langkofelterrasse in der Buchenstein-Wengener Zeit höher lag als das angrenzende östliche Gebiet.

Man könnte noch mehr Beispiele bringen, aber diese zusammen mit den vorhergehenden Profilen mögen genügen, um darauf hinzuweisen, daß es schon damals Querdepressionen und Spalten gegeben hat.

Cassianer Schichten auf der Seiser Alpe.

Die Cassianer Schichten nehmen die ganze Seiser Alpe oder deren Wiesengebiet ein und haben dort im allgemeinen die Form eines Beckens, das auf allen Seiten von hohen Felsen flankiert wird. Das ganze Gebiet war in der Aufnahme von Mojsisovics als Wengener Schichten kartiert worden, trotzdem sowohl Emmrich als auch Richthofen vorher schon Cassianer Fossilien auf der Alpe aufgefunden und sie mit den Stuoresfossilien in der Nachbarschaft von St. Cassian verglichen hatten.[1]

Wenn wir die Aufschlüsse im Umkreis der Nordseite der Alpe ansehen, soll zuerst die Schichtenfolge am Pitzbach beschrieben werden. Sie setzt das Profil der Wengener Schichten auf S. 116 weiter fort.

Obere Cassianer Schichten.

9. Mächtige Lage von feinem Tuff mit Cipitkalk in den höheren Schichten . . . . . 0·5 *m*

8. Gutgeschichtete, braune Tuffe, jeder ungefähr 1 *dm* mächtig und die aus Cassianer und Raibler Typen gemischte „*Pachycardia*-Tuff"-Fauna enthaltend . . . . . 1·5 *m*

7. Grobes Tuffkonglomerat mit charakteristischen Fossilien der *Pachycardia*-Tuffe . . . . . 2·0 *m*

Untere Cassianer Schichten.

6. Feine Schiefer mit sandigen Kalken wechsellagernd, die weiß oder grauweiß verwittern. Fossilien selten, vom kleinen „Stuores"-typus . . . . . 1·8 *m*

5. Tuffige, gelb oder orange verwitternde Kalke mit *Cidaris*-Stacheln und vielen kleinen Fossilien vom Cassianer Stuorestypus, welche an den Schichtenflächen auswittern; als Einschaltungen finden sich glatte, mergelige Kalke und weiche Mergel, aus denen die Fossilien frei herauswittern; Mächtigkeit . . . . . zirka 2·5 *m*

An der Basis: Wengener Schichten. Nr. 4, siehe S. 116.

Die „*Pachycardia*-Tuffe" wurden von Richthofen[2] beschrieben, welcher eine Erklärung gab für die mächtigeren Schiefer und für die bedeutendere Größe der Molluskenfauna, verglichen mit den kleinen Fossilien des St. Cassianer Typus. Das Leitfossil war *Pachycardia rugosa* Hauer. Er fand die Tuffe nur an einer oder zwei Stellen und dachte, sie seien isoliert liegende Lappen von Raibler Schichten, ähnlich wie die Raibler Serie auf der Gipfelterrasse des Schlerns.

Später wurden die Fossilien der Seiser Alpe von Professor Broili[3] zum Gegenstand einer Monographie gemacht, und er fand, daß sie das darstellten, was man eine Mischfauna von Cassianer und Raibler Formen nennen könnte, jedoch war eine größere Menge von Cassianer Typen vorhanden. Die Gastropoden wurden von F. Blaschke[4] beschrieben, und eine neuere Arbeit stammt von Waagen.[5]

Inzwischen hat die Autorin das Vorkommen von reichen Faunen, die aus Cassianer und Raibler Typen gemischt sind, im Gebiet von Falzarego und von Cortina[6] bekanntgemacht und hat sie für einen oberen Cassianer Horizont erklärt. Die dort gefundenen neuen Spezies wurden damals von der Autorin an Dr. Bittner in Wien zur Beschreibung in seiner Monographie gesendet.

Trotzdem die Faunen der Seiser Alpe und von der Umgebung von Cortina einen sehr hohen Grad von Lokalisierung zeigen, so folgen sie doch in beiden Fällen auf eine wahre Cassianer Zwergfauna, welche die leitenden Stuores-Cassianer Typen enthält. Außerdem kommen in beiden Lokalitäten Kalkmergel, hauptsächlich eine Zwergfauna enthaltend, in Wechsellagerung mit Schichten, die eine Mischfauna einschließen, vor.

Deshalb erhält die Autorin ihre Subdivision (Unterteilung) der Cassianer Schichten in zwei Horizonte aufrecht: *a)* die untere Cassianer Gruppe, in welcher die Fauna die charakteristischen Stuores-Cassianer Typen enthält, *b)* die obere Cassianer Gruppe, welche in einem oder dem anderen Horizont gemischte Faunen enthalten kann, welche noch eine Anzahl von Raibler Typen oder Formen, die den Übergang von Cassianer zu Raibler Typen darstellen, neben den Stuores-Cassianer Typen enthält.

[1] In den folgenden Profilen werden keine Fossillisten geboten; die Fauna wird später behandelt werden (vgl. Heft 2, S. 82—87).

[2] L. c., 1864.

[3] Broili, „Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe" (mit Ausschluß der Gastropoden und Cephalopoden), Palaeontographica, Stuttgart 1903.

[4] Blaschke, „Die Gastropodenfauna der Pachycardientuffe in der Seiser Alpe", 1905.

[5] Waagen, „Die Lamellibranchien der Pachycardientuffe der Seiser Alpe", 1907.

[6] Autorin, Q. J. G. S., l. c., 1893.

Die „Cipitkalke" sind linsenförmige Vorkommen oder große, isolierte Blöcke von Kalk, voll mit *Cidaris*-Stacheln und anderen Echinodermenresten in Gesellschaft von Korallenresten, gewöhnlich von *Lithodendron*-Charakter. Diese sind besonders gut zwischen den Tuffen der *Pachycardia-rugosa*-Horizonte entwickelt, obgleich sie in jedem Horizont der Cassianer Schichten vorkommen. Richthofen gab diesen Kalken den Namen „Cipitkalke" wegen ihrer charakteristischen Entwicklung in der Cipit(Tschipit)alpe an der Südseite der Seiser Alpe.

Im Profil des Pitztales sind die unteren Cassianer Schichten ebenso wie die Wengener Schichten nur gering entwickelt. Die *Pachycardia*-Tuffhorizonte haben eine weite Verbreitung und sind hie und da an dem Nordabhang des Rückens aufgeschlossen, welcher sich durch das „Große Moos" hindurchzieht. Eine Anzahl von den charakteristischen *Pachycardia*-Tuffossilien wurden hier gefunden.

Das nächste Profil wurde westlich von Heisbock gezogen, an den Abhängen am rechten Ufer des Baches, etwas weiter westlich als die anstehenden Wengener Schichten (S. 117). Sie bieten einen vollständigen Aufschluß der unteren Cassianer Serie in einem zusammenhängenden Profil; gewisse Horizonte werden dann oberhalb einer WNW—OSO ziehenden Verwerfung wiederholt, aber der Boden ist dort mehr bedeckt.

Untere Cassianer Schichten (westlich von Heisböck).

11. Eingeschaltete, harte Kalke und fossilführende Mergel. Fossilien: *Retzia Klipsteinii* Bittn., *Neritopsis* sp., *Cardita crenata* Goldf., *Pecten subdemissus* Münst. . . . . 2 *m*

10. Dickgebankter Kalk mit Korallen- und Echinodermenresten und wie Cipitkalk verwitternd . . . . . 3 *m*

9. Dünngebankte Mergel mit kleinen Fossilien: *Nucula strigilata* Goldf., *Nucula lineata* Goldf. . . . . 1·5 *m*

8. Dickgebankte, harte Cipitkalke, welche zu länglichen Blöcken mit gelblicher, rauhverwitterter Oberfläche brechen, voll von *Cidaris*- und anderen Echinodermenresten: *Cidaris dorsata, C. Hausmanni, C. Roemeri* usw. . . . . 2 *m*

7. Gutgeschichtete, mergelige Kalke und tuffige Mergel mit kleinen Fossilien von Stuores-Cassianer Spezies, darunter *Protrachyceras Aon.* Wissm., *Neritopsis* sp., *Nucula lineata* Goldf. . . . . 2 *m*

6. Dunkelblaue Schiefer mit Kalzitlagen wechsellagernd . . . . . 0·7 *m*

5. Mächtige Lage von harten, gelbverwitternden Kalken, ähnlich wie Nr. 8 . . . . . 0·35 *m*

4. Schiefer und Mergel, gelegentlich mit eingeschalteten, dünnen Kalkbänken, welche Reste von *Cidaris*-Stacheln, Durchschnitte von *Encrinus*-Stielen und kleine Korallen zeigen. Die Hauptmächtigkeit ist auf die fossilleeren Schiefer und Mergel zurückzuführen. Man kann sie bis zum Heisbockprofil der Wengener Schichten verfolgen, auf welchen sie konkordant liegen.

An der Basis: Wengener Schichten.

Das nächste Profil ist am Südabhang der Puflatschterrasse gezogen, in den Cassianer Schichten, welche sich nach Unternonn hinabziehen. Nach den gefundenen Fossilien und dem allgemeinen Aussehen der Schichtenfolge kartierte die Autorin diese Gruppe als untere Cassianer Schichten.

Profil der Cassianer Schichten im Süd-Puflatsch.

9. Grauweiße, stark zerspaltene Kalke, nicht gut geschichtet. Äußerlich haben sie schon das Aussehen von Schlerndolomit, geben aber mit Salzsäure ganz gute Reaktion. Sie enthalten große *Cidaris*-Stacheln, Durchschnitte von *Encrinus*-Stielen und einige Korallenreste: *Cladophyllia subdichotoma* Lbe., *Cidaris Braunii* Desor, usw. . . . . 9—10 *m*

8. Harter Cipitkalk, welcher kleine Felsen bildet. Der Kalk ist oft eine feine Kalkbreccie mit eingeschalteten Lappen von sandiger Natur. *Pentacrinus propinquus* Münst., *Cidaris semi-costata* Münst., *Encrinus varians* Münst., *Montlivaltia* sp. . . . . 4 *m*

7. Feingeschichtete Mergel und mergelige Kalke mit *Pecten subalternans* d'Orb., *Cassianella* cf. *decussata* Münst. sp. . . . . 3 *m*

6. Einige Bänke von Tuffbreccien und feine Tuffe mit *Posidonia Wengensis, Discina (Orbicula) discoidea* Münst. sp. . . . . 2—3 *m*

5. Dünngeschichtete, braun verwitternde Cassianer Mergel und dünne Kalkbänke mit *Cidaris*-Stacheln und schlechterhaltenen kleinen Fossilien: *Pecten* sp., *Spirigera indistincta* Beyr. sp., *Pentacrinus propinquus* Münst. . . . . 5 *m*

Die wichtigsten Horizonte sind hier Nr. 8 und 9, welche sich in der Moadlterrasse nach O als mächtige Felsen bildende Entwicklung der Cipitkalke fortsetzen. Wahrscheinlich korrespondieren sie mit Nr. 8 bis 11 im vorhergehenden Profil, da sie sich auf dem Puflatsch, auf damals anscheinend höherem Niveau, entwickelten.

Sowohl hier als am Pitzberg haben die schnelle Mächtigkeitsabnahme der tuffigen und mergeligen Schichten in den Wengener und Cassianer Schichten und der deutlich ausgeprägte Cipitkalkcharakter der Cassianer Schichten, die mit sandigen Mergeln statt mit Tuffen wechsellagern, die Autorin zur Schlußfolge geführt, daß das Gebiet des Puflatsch und des Pitzberges damals ein Teil einer Erhebung oder Terrasse im mitteltriassischen System von Deformationen war.

Im Gebiet des oberen Frommbaches, zwischen dem Frommbach und dem Spitzbüchl, wurde folgendes Profil erhalten:

Obere Cassianer Schichten.

13. Gelblich und grau verwitternde Kalke mit großen *Cidaris*-Stacheln und *Cladophyllia*-Kolonien.

12. Braune Tuffe mit eingeschalteten großen Blöcken von Cipitkalk.

11. Feine, schwarze Tuffe.

10. Tuffbreccien und aus Tuff und Kalk gemischte Breccien, erfüllt von dickschaligen Fossilien der gemischten *Pachycardia*-Tuffauna, mit schwarzen Tuffen und tuffigen Mergeln wechsellagernd, welche kleine Landpflanzenreste enthalten. Ein grünlich verwitternder Augitporphyrit ist eingeschaltet. Die besten Aufschlüsse dieser Gruppe findet man im Bachbett in ungefähr 1850 *m* Höhe, nordöstlich vom Spitzbüchl. Unter den Fossilien befinden sich Leitspezies der Stuores-Cassianer Fauna in Gesellschaft von *Pachycardia rugosa* Haueri und andere Formen, die sich auch in die Raibler Schichten fortsetzen.

Untere Cassianer Schichten.

9. Tuffe und tuffige Mergel mit Cipitkalken wechsellagernd.

8. Unreine, mergelige Kalke mit den kleinen Cassianer Fossiltypen.

7. Schwarze, fossilleere Tuffe.

6. Harte, gelb verwitternde, dickgebankte Kalke vom Charakter der Cipitkalke mit zahlreichen *Cidaris*-Stacheln und Durchschnitten, die auf der Oberfläche herauswittern; sie wechsellagern mit dünngebankten Mergeln und Kalzitlagen.

An der Basis: Wengener Schichten (siehe Nr. 1 bis 5, S. 118).

Die Cassianer Schichten sind viel reicher an Tuff als am Puflatschabhang und bieten einen klaren Beweis für die Nähe einer tätigen Eruptivspalte. Die Frötschbachspalte liegt in diesem Teil der Alpe nur 2 *km* südlich vom Frommbach, und die Lokalität, an welcher man ausgezeichnete Fossilien der *Pachycardia*-Tuffe findet, ist dem Frommbach näher als dem Frötschbach. Die Tuffe sind an eine Zone geknüpft, welche nach O zieht und im ONO des Spitzbüchl liegt.

Ein Rücken, der aus der nächsthöheren Gruppe von Cassianer Horizonten zusammengesetzt ist, verläuft parallel zu den fossilführenden *Pachycardia*-Tuffhorizonten und ist auf weite Strecken hin aus Tuff mit eingeschlossenen Cipitkalkblöcken zusammengesetzt. Die Blöcke sind auf dem Rücken zweifellos in ihrer ursprünglichen Lage, und es hat den Anschein, als ob sich die Organismen, aus welchen sie aufgebaut sind, auf den Unregelmäßigkeiten des Meeresbodens, die durch häufige Tuffentladungen gebildet wurden, niederließen. Es gibt wohl gewisse große erratische Blöcke hier, die vom Grünserbüchl oder vom Schlern stammen können, aber in der Hauptsache sind hier die Cipitkalkblöcke wirklich zwischen die Tuffe eingelagert, wie auf dem Alpl und den Roßzähnen.

Die Zone quer über die Seiser Alpe, unmittelbar südlich vom Spitzbüchlgebiet, in westnordwestlicher bis ostsüdöstlicher Richtung von den Eselfelsen durch die Tschipit(Cipit)abhänge zum Grünserbüchl, Goldknopf und Partschott, ist die Zone, wo sowohl die Wengener als auch die Cassianer Schichten ihr Maximum an Mächtigkeit in der Seiser Alpe erlangen.

Aus diesem Gebiet soll ein Profil vom Grünserbüchl in ostnordöstlicher Richtung zum Salzerbach beschrieben werden, welcher der westliche Zufluß des Saltriebaches ist.

Profil vom Grünserbüchl zum Bachbett des Salzerbaches.

33. Braun verwitternder Schlerndolomit, nach oben zu in blaßgrauweißen Dolomit übergehend. Auf dem oberen Teil des Grünserbüchls (2173 *m*) ist nur ein kleiner Erosionsrest erhalten, hauptsächlich am Westabhang in einem größeren Stück und ein paar isolierten Bruchstücken.

Obere Cassianer Gruppe von Tuffen und Cipitkalk.

32. Bräunlichgelber Cipitkalk.

31. Dunkle Tuffe von wechselnder Mächtigkeit, gelegentlich mit kleinen Zwischenlagen von ziegelrotem, schieferigem Kalk.

30. Eine mächtige Masse von gelblichbraunem oder grauem Cipitkalk mit Korallen, Bivalven usw.: *Cardita crenata* Goldf., *Cassianella decussata* Münst. sp., *Encrinus cassianus*, *Cidaris* sp. (verschiedene), *Isastraea Haueri*, *Thecosmilia* sp. Im oberen Teil sind sie rötlich. Manchmal geht der fossilführende Kalk in fossilleeren Dolomit über.

29. Lichtbraun verwitternde Tuffe, welche große Einschlüsse von Kalkblöcken umgeben.

28. Dünne Tufflage.

27. Bank von dolomitischem Kalk.

26. Schwarze Tuffe, tuffiger Sandstein und eingeschaltet unregelmäßige Kalkstufen.

25. Mächtige Bänke von Tuffkonglomeraten, in welchen kleine Lagergänge aus Lava vorhanden sind.

24. Lavastrom.

23. Bank von Cipitkalk als mächtige Lagen von brecciösen Kalken mit *Cidaris*-Stacheln und kleinen Bivalven, gelegentlich auch Blöcken mit Korallenresten.

22. Grünliche, grobkörnige Tuffe mit unebenen Schichtenflächen, die Reste von Landpflanzen enthalten. Blaßgelb verwitternde oder lichtgraue Kalke, die in unregelmäßigen Lagen auftreten. Diese sind die fossilreichsten Horizonte mit *Pachycardia rugosa* usw. Der beste Aufschluß liegt am Grünserbüchlabhang, westlich vom Weg von St. Ulrich zu den Mahlknechthütten über Partschott.

21. Dunkelblaue, schiefrige Kalke mit Tuffeinschaltungen.

20. Mächtige Bank von Tuffkonglomerat mit Kalkeinschlüssen; die Gerölle sind gut gerundet.

19. Dünngeschichtete Tuffe und tuffige Mergel.

18. Orangegelb verwitternde Tuffe und dünne Bänke von tuffigen Mergeln, die hauptsächlich *Cidaris*-Stacheln enthalten.

17. Gelb verwitternde Knollenkalke und Tuffe. Lumachellenkalk kommt hier vor.

16. Dünngeschichtete, braune Mergel mit kleinen Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven usw. vom Stuores-Cassianer Typus.

15. Tuffbreccien mit eisenhaltigen, konkretionenreichen Lagen von Kalzit und linsenförmigen Lappen von kalkigen Mergeln. *Pachycardia rugosa*, *Cidaris*-Reste.

Gruppe, in welcher die „*Pachycardia*-Tuffe" mit dickschaligen Fossilien und Bänken von Lumachellenkalk vorhanden sind.

Untere Cassianer Gruppe.

14. Grobe Tuffe und Kalklagen mit gestörter Ablagerung als mehr oder weniger getrennte Massen.

13. Fossilleere Tuffe und Mergel, sehr unregelmäßig geschichtet; sie zeigen falsche Schichtung.

12. Kalke und Tuffe mit Kreuzschichtung, die eine Anzahl von lignitreichen Landpflanzenresten enthalten.

11. Mächtige Bank von Cipitkalk; auf verwitterten Oberflächen sieht man Echinodermenreste und Korallenkolonien, auch kleine Gastropoden.

10. Mächtige Kalkbänke mit eingeschalteten Vorkommen von grünlicher Tuffbreccie. In den Kalken *Cassianella decussata* und viele kleine Gastropoden, z. B. *Natica*, *Worthenia* usw.; sehr reich an Fossilien.

9. Mergelige Kalke und Mergel mit kleinen Gastropoden und Bivalven vom Stuores-Cassianer Typus.

8. Feine Tuffbreccien und wechsellagernde Cipitkalke.

7. Tuffe, die mit Stufen von tuffigem Kalk und unregelmäßigen Bänken von Cipitkalk mit *Cidaris*-Stacheln wechsellagern.

Die Wengener Schichten unterhalb dieser Cassianer Schichtenfolge erscheinen in einer kleinen Antiklinalflexur im Bachbett des Salzerbaches und ihrer Fortsetzung im Saltrietal, aber wegen der Talalluvionen und der Wiesenbedeckung nicht gut aufgeschlossen. Sie streichen durch bis zum linken Ufer des Tschafornbaches und sind hier sehr ähnlich und besser aufgeschlossen (die Wengener Schichten Nr. 1 bis 6 siehe auf S. 119).

Die Gesamtmächtigkeit dieser Cassianer Schichtenfolge ist nicht weniger als 250 *m*. Man kann die Schichten bei abnehmender Mächtigkeit nach N zum Tschafornbach und zum Col dal Fill verfolgen. Das folgende Profil vom Tschafornbach soll nur im unteren Teil beschrieben werden; die Nummern korrespondieren mit denjenigen im Grünserbüchlprofil.

Tschafornbachprofil im tieferen oder östlichen Teil des Bachbettes.

23. Cipitkalke, reich an Korallen und Spongien. Sie wechsellagern mit dünnen Stufen von bräunlichgelb verwitternden Tuffen, die konkretionäre Strukturen zeigen. *(Elysastraea Fischeri, Isastraea Gümbeli, Montlivaltia capitata, Omphalophyllia* sp., *Thecosmilia neglecta; Leiospongia* sp., *Eudea manon; Cidaris flexuosa, C. decorata, Encrinus* div. sp.)

18—22. Tuffe mit großen Kalkblöcken, wechsellagernd mit grobkörnigen *Pachycardia*-Tuffen mit Fossilien.

17. Feine, braune und schwarze Tuffe wechsellagernd mit Massen von Cipitkalk, welcher mit tieforangeroter Farbe verwittert. Die Kalke nehmen im Verhältnis zu den Tuffen in den höheren Horizonten dieser Gruppe an Mächtigkeit zu. *(Cidaris decorata, dorsata, Wissmanni, Braunii; Epitheles capitata.)*

16. Grobe Tuffe mit Zwischenlagen von dünngeschichteten, mergeligen Kalken. Es treten auch Bänke von Kalzit und Adern von Kalzit und Aragonit auf.

15. Tuffbreccien mit größeren, dickschaligen Fossilien, darunter *Pachycardia rugosa*. Sie sind gut aufgeschlossen südlich von den Danetzer (Laranser) Hütten und in den Abhängen des Tschafornbaches in einer Höhe von 1860 *m*. *(Cucullaea impressa, Macroden strigillatus, Pachyrisma* sp., *Cardita crenata, Pecten subdemissus, Avicula* sp.*)*

14. Regelmäßig geschichtete Kalkmergel, welche sehr fossilreiche Horizonte mit dem Stuores-Cassianer Typus von kleinen Brachiopoden, Bivalven und Gastropoden enthalten. Im unteren Teil findet sich viel Kreuzschichtung.

13. und 12. Dünngeschichtete Mergel und mergelige Kalke mit Stuores-Cassianer Fossilien, mit Tuffen, besonders in den tieferen Horizonten wechsellagernd. Die Tuffe sind feinkörnig und enthalten Limonitkonkretionen. *(Koninckina Leonhardti, Cardita crenata, Cassianella tenuistriata, Posidonia Wengensis* usw.)

11. bis 9. Mächtige Bänke von Cipitkalk mit unregelmäßigen Einschaltungen von Tuffen und als Blöcke auswitternd. *(Cidaris* und *Encrinus* div. sp., *Leiofungia-* und *Stellispongia*-Spezies, *Cladophyllia* usw.)

8. und 7. Schwarze Tuffe.

Die Wengener Schichten unter dieser Schichtenfolge sind gut in den südöstlichen Abhängen des Col dal Fill, in den untersten Gräben am linken Ufer des Tschafornbaches aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit der Cassianer Schichten ist eher geringer als im Grünserbüchlprofil, und die Abnahme erfolgt hauptsächlich in den *Pachycardia*-Tuffen.

Die obenstehenden Profile zeigen in überzeugender Weise, daß die *Pachycardia*-Tuffe ursprünglich über die Seiser Alpen-Depression verteilt waren, daß sie aber gegen N an den Abhängen der höheren Terrasse des Pitzberges und des Puflatsch an Mächtigkeit abnahmen. Sie zeigen weiters, daß diese Tuffe mit ihrem Eindringen von dickschaligen Molluskentypen nicht die höchsten Glieder in der ganzen Cassianer Schichtenfolge auf der Alpe sind. Es liegt noch eine ganz beträchtliche Entwicklung von Cipitkalken und tuffigen Mergeln über ihnen, und wenn man auch hie und da ein Fossil von Raibler Charakter in ihnen findet, so ist doch die Fauna noch großenteils aus Stuores-Cassianer Typen zusammengesetzt.

Die Aufeinanderfolge und die Wechsellagerung von Dolomit und Tuff.

(Vgl. Heft 2, S. 83—87.)

Wenn wir eine verallgemeinerte Aufeinanderfolge aus den obenstehenden Profilen rekonstruieren, so finden wir, daß sich die frühesten Anzeichen für das Auftreten der Cassianer Faunen zeigen in: 1. dünnen Kalkbänken, auf deren Schichtenflächen sich rauh herausgewitterte Reste von *Cidaris*-Arten, *Encrinus,* einige Korallen und eine kleine Anzahl von anderen Fossilien vorfinden. Auf diese Kalke folgen 2. Wechsellagerungen von Mergeln oder Tuffschiefern mit Mergeln oder mergeligen Kalken, in welchen die Zwergfauna des Cassianer Typus in beträchtlicher Menge und verschiedenen Arten vorkommt. Diese gehen gegen oben über in eine Gruppe von 3. mehr tuffartigen Gesteinen, die mit typischen Blöcken und linsenförmigen Cipitkalkmassen wechsellagern, welche lithodendronartige Korallen, unzählige Stacheln und Durchschnitte von Echinodermen, kleine Gastropoden usw. enthalten.

Diese schließen die untere Cassianer Gruppe, und die obere Cassianer Gruppe beginnt mit 4. *Pachycardia*-Tuffen und Tuffbreccien, welche eine Fauna enthalten, die aus Cassianer und dickschaligen Raibler Typen gemischt ist und nach oben zu übergehen in: 5. eine Wechsellagerung von Tuffen und Cipitkalken von mächtiger, aber wechselnder Entwicklung; diese gehen seitlich in Mergel, welche entweder die *Pachycardia*-Tuffazies oder die kleinen Stuores-Cassianer Typen und relativ wenig von den dickschaligen Raibler Typen enthalten, über oder wechsellagern mit ihnen. Die „*Pachycardia*-Tuffe“ kann man als besondere Fazies innerhalb der oberen Cassianer Schichtenfolge betrachten.

Eines der interessantesten Resultate aus dem Vergleich von einer Anzahl von Profilen, die an verschiedenen Teilen der Alpe gezogen wurden, ist, daß man zeigen kann, daß bald nach Schluß der Wengener Zeit Kreuzschichtung und die Bedingungen des Seichtwassers zu gleicher Zeit in der ganzen Alpe eintraten, gleichzeitig mit der ersten Periode in der Entwicklung der Stuores-Cassianer oder Zwergfauna in der Alpe.

Dann setzte erneute Eruptivtätigkeit ein, Tuffe wurden ausgeworfen, und es entstand eine Störung und Vertiefung des Gebietes mit der Zunahme von größeren und dickschaligen Molluskentypen, die in den starken Strömungen existieren konnten, die jetzt anscheinend zwischen den Tuffbänken hin und her fluteten. Das war die Periode der „*Pachycardia*-Tuffazies“.

Sowie die Tuffe sich anhäuften, wurde das Wasser wieder seichter. Eine ausgeprägte Veränderung in den Bedingungen brachte das Auftreten eines Lavastromes (der Horizont Nr. 24 im Grünserbüchlprofil). Tuffkonglomerate bildeten sich damals in der Nähe der Eruptivspalte, während die *„Pachycardia-rugosa"*-Fauna fast ganz aus den Rücken und Vertiefungen der zentralen Depression verschwand. Feine Tuffe überschütteten wiederholt das ganze Gebiet, und der Cipitkalk herrschte vor im Zusammenhang mit einer Zwergfauna, welche eine Anzahl von den Raibler Typen, wenn auch nicht notwendig die dickschaligen Mollusken, enthielt. Dann folgte eine lange Periode von Seichtwasserbedingungen, während welcher die Tuffentladungen wiederkehrten.

Die Obergrenze der oberen Cassianer Gruppe ist nirgends eine bestimmte Ebene. Verschiedene Horizonte verkeilen mit dem Schlerndolomit des Schlerns an dessen Nordhang gegen die Seiser Alpe. Die Dolomitfazies machte drei Vorstöße gegen N, jedesmal über noch jüngere Horizonte der Cassianer Schichten. Im Zusammenhang damit rückte in den Zwischenzeiten die Tuffazies gegen S vor.

Wenn man sieht, daß die *Pachycardia*-Tuffe in der Alpe auf untere Cassianer Horizonte folgen und daß der erste Vorstoß des Schlerndolomits gegen den Ochsenwald und die Cipitalpe auf die gleichen Horizonte folgt, so ergibt sich daraus, daß die Periode des Auswerfens der *Pachycardia*-Tuffe gleichzeitig mit gewissen Bewegungen der Kruste in den angrenzenden Gebieten erfolgte. Anscheinend war die Schlernterrasse zu dieser Zeit vergrößert und erhöht worden im Vergleich zum Gebiet der eruptiven Tätigkeit im N.

Dann folgte eine Periode, in welcher die früheren Bedingungen mehr oder weniger wiederhergestellt wurden; die Dolomitentwicklung wich nach S zurück und die obere Cassianer Tuffazies breitete sich nach S bis zur „Rote Erde"-Gegend und zu den Roßzähnen aus.

Die nächste Periode sah zwei kurze Wechsel eines Vorstoßes und eines Zurückweichens der Dolomitentwicklung. Dann folgte eine zusammenhängende Periode des Seichterwerdens, als die Dolomitentwicklung sich mehr und mehr über die oberen Cassianer Horizonte nach der Seite der Seiser Alpe hin ausbreitete.

In sehr bemerkenswertem Maße ist die Schichtenfolge im Schlern und in der Seiser Alpe in bezug auf wiederholte lokale Vorstöße und Rückzüge des Dolomits im Verhältnis zu der oberen Cassianer Serie der Schichtenfolge an der Fermeda- und der Cisles- und Aschkler Alpe ähnlich. In beiden Lokalitäten ist auch die Beimengung von Tuffmaterial am mächtigsten im tiefsten Teil der Cassianer Depression und nimmt mit der Entfernung von dieser gegen die Seite, wo die dolomitische Fazies sich entwickelte, an Mächtigkeit rasch ab.

Die Verteilung der Tuffe beeinflußte in großem Maßstab die submarinen Lebensbedingungen und deshalb die Verbreitung und Ansammlungen der Faunen. Unter den niedriger stehenden marinen Formen konnten riffbauende Korallen hier und dort innerhalb der Tuffgebiete gedeihen und besonders gut an den Brandungssäumen gegen die Terrassen, während die Algenbestände außerhalb derselben, in den höher gelegenen Gebieten, wuchsen, und die verschiedenen Cassianer Faunen existierten da und dort in seichtem, brackischem Wasser in mehr oder weniger abgeschlossenen Wasserbecken, die vor dem Eindringen des offenen Meeres geschützt waren.

Die Roßzähne und der Alplrücken.

Die Dolomite des Schlernmassivs streichen WNW—OSO und fallen NNO auf den Nordhängen gegen die Seiser Alpe. Am westlichen Ende ziehen sie durch den Gamsteig hinab gegen die Abhänge des Frötschbaches; im angrenzenden Teil, unter der Schlernalpe, ziehen sie zum Ochsenwaldbach und zur Cipitalpe herab und im O durch die Roßzähne zum Alplrücken. Eine O-W-Verwerfung hat den Grünserbüchl und die mittlere Depression der Seiser Alpe im N im Verhältnis zu den Dolomiten des Schlerns und den oberen Cassianer Schichten, welche sich mit ihnen verkeilen, etwas gesenkt. Diese Verwerfung kann man Schritt für Schritt bis östlich von Partschott verfolgen, wo die Schichten zu beiden Seiten der Verwerfungsfläche verschieden sind. Aber in der oberen Cassianer Serie der Alpe, dort, wo der Boden fast ganz mit Weideland bedeckt ist, ist es unmöglich die Verwerfung zu verfolgen. Man kann nur vermuten, daß sie sich dort fortsetzt, auf Grund gewisser Beobachtungen in anderen Gebieten; z. B. ist im Grünserbüchl auf der nördlichen, gesenkten Scholle der Schlerndolomit über oberen Cassianer Schichten erhalten, während er am Goldknopf an der südlichen, gehobenen Scholle fehlt.

Die nächsttieferen Schichten sind am Goldknopf erhalten und können leicht bestimmt werden: ein oberer dolomitischer Cipitkalk, ein Tuffhorizont, wechsellagernd mit Kalkmassen, und darunter einige Lagen von nicht dolomitischem Cipitkalk. Diese Horizonte bilden auch den nördlichsten Teil des Alplrückens in der Nachbarschaft des mit 2185 *m* bezeichneten Punktes auf der Karte.

Unmittelbar nördlich vom Alplgipfel (2257 *m*) erscheint eine ostwestlich verlaufende Verwerfung, an welcher die nördliche Scholle gehoben ist. Die Gipfelregion des Alpl setzt sich in die Tuffe und Kalke fort, welche etwas weiter südlich die Schlerndolomitfelsen der Roßzähne unterlagern. Noch zwei weitere O-W-Sprünge folgen, von welchen jeder die Nordseite um ein paar Meter senkt (vgl. Taf. 10, Fig. 35, 36).

Um das Studium der Roßzähne und des Alplrückens zu erleichtern, wird es von Vorteil sein, die Schichten in die am Rücken selbst am meisten in die Augen fallenden Unterabteilungen zu gliedern.

Roßzähne. Die Hauptgruppen.

4. Gelb verwitternder Schlerndolomit, welcher den Rücken von den Punkten 2424 *m* und 2460 *m* gegen SW zusammensetzt.

3. Schwarze, gutgeschichtete Tuffbildung, welche am Rücken südwestlich vom Punkt 2460 *m* fehlt. Sie beginnt etwas unterhalb dieses Punktes als geringmächtige Stufe mit dünnen Dolomitbänken wechsellagernd und setzt sich durch den Rücken hindurch gegen NNO fort und bildet den höchsten Teil des Rückens am Alpl, wo die Mächtigkeit 25 *m* beträgt. Sie ist vergesellschaftet mit einigen zusammenhängenden Kalkbänken und auch mit isolierten Blöcken.

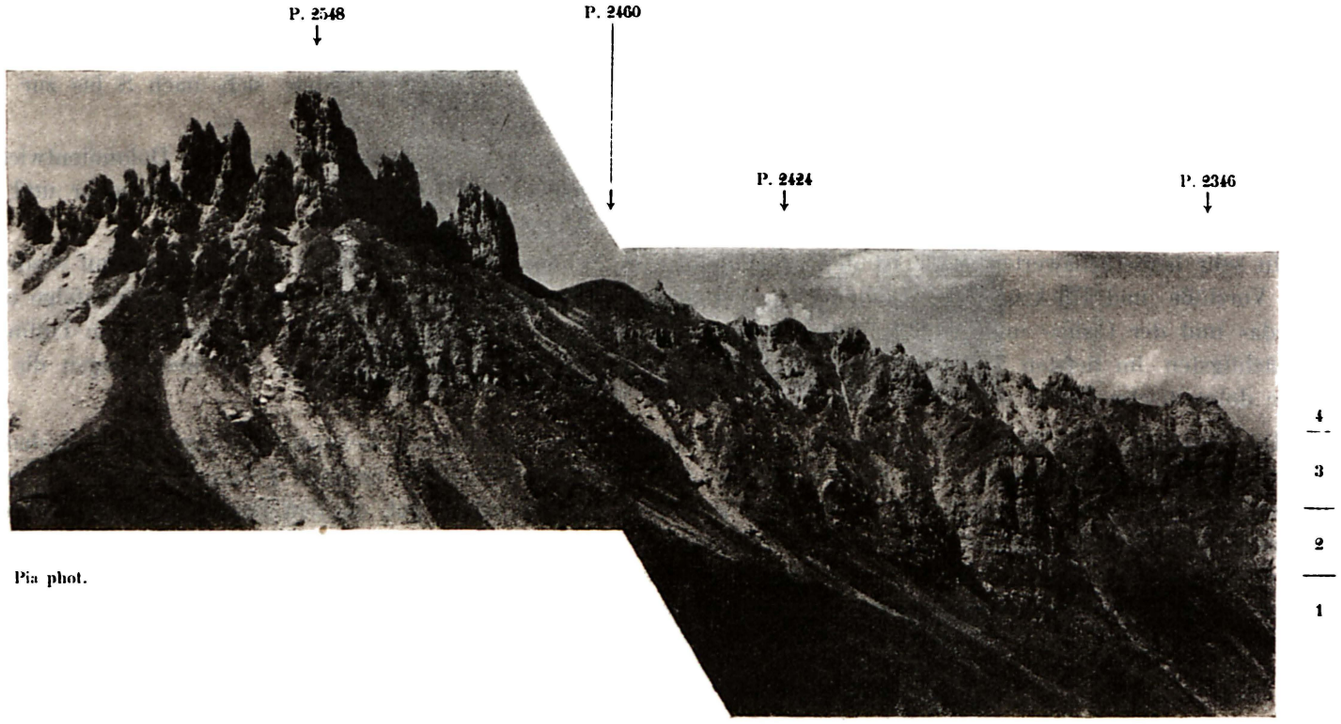
2. Blockbildung von Kalk, wechsellagernd mit Tuffen; eine Schichtung ist nur schwach angedeutet. Dieser Horizont ist oft von rötlicher Farbe, besonders stark unter dem Punkt 2548 *m* in den Roßzähnen.

1. Tuffe und Tuffkonglomerate mit kleinen Zügen von Augitporphyrit.

Diese vier Gruppen kann man in der Photographie (Fig. 19) unterscheiden.

Ein paar besondere Profile sollen nun folgen, um den raschen Wechsel in den Details an verschiedenen Stellen des Rückens deutlich zu beleuchten.

Das erste Profil ist am Punkt 2497 *m* im Roßzähnerücken gezogen, nahe an einer NW-SO-Verwerfung, dort, wo man schon aus weiter Entfernung eine hellrote Färbung des unteren Teiles der Felswand sehen kann.



Die Roßzähne von P. 2420 aus. Koten nach der Alpenvereinskarte.

1 = Untere konglomeratische Tuffe. 2 = Rötlicher Blockdolomit. 3 = Schwärzliche Tuffkonglomerate. Reichen nach links (SW) bis unter P. 2424. 4 = Gelber Schlerndolomit, im unteren Teil noch deutlich konglomeratisch. ↓ = Stelle der Detailaufnahme aus Schichtglied 3.

Fig. 19.

4. Gelblicher Schlerndolomit, gutgeschichtet, der zirka 25° NNW fällt. Er ist von steilen Kluftflächen durchzogen, die N 30° W ziehen und zirka 75° ONO fallen. In den höheren Horizonten wird der Schlerndolomit blaßgrün und kristallinisch. In den tieferen Horizonten ist er brecciös, etwas tuffig und stark rot.

3. Tiefziegelroter, tonhaltiger Dolomit, als dichtes, massiges, dünngebanktes Konglomerat entwickelt, in welchem die Einschlüsse aus kleinen Geröllen von verschiedenen Arten von Augitporphyrit, auch aus grünlicher Tuffbreccie und einigen größeren Porphyritblöcken bestehen. Im Winkel gleich neben der Verwerfung ist das rote Gestein nur 3 oder 4 *m* mächtig. Sein unterer Rand liegt hier auf der gewellten, leicht gefalteten, unregelmäßigen Oberfläche von Nr. 2.

2. Grauer oder gelblich verwitternder Dolomit, ähnlich wie Nr. 4, aber brecciöser. Er ist gut geschichtet und ist an der Ecke ungefähr 7 oder 8 *m* mächtig. Etwas weiter im N wird er 20 *m* mächtig durch das Hinzutreten neuer Lagen und das Mächtigerwerden einzelner Lagen. Damit im Zusammenhang wird die Schichtung sehr uneben und blockähnlich.

1. Ein Lagergang von dunklem, Olivin führendem Augitporphyrit, welcher in N 35° östlicher Richtung verläuft und die grauen Dolomite unter einem Diskordanzwinkel von nicht mehr als 10° schneidet. Darunter findet man lokal noch einen kleinen Teil des grauen Dolomits, dann Blocktuffe, welche ein paar Meter tiefer gelegentlich mit mächtigen Bänken von Tuff- und Porphyritkonglomeraten wechsellagern, und andere Lagergänge und kleine Gänge von Lava.

Das zweite Profil ist etwas weiter nördlich gezogen, vom Punkt 2548 *m* in südöstlicher Richtung längs des auffallenden Ausläuferrückens bis zum Punkt 2420 *m*.

4. Gelblicher Schlerndolomit des tief eingeschnittenen Rückens der Roßzähne. Seine untere Grenze gegen Nr. 3 ist nicht scharf. Anstatt der gelblichen Färbung wird das Gestein rötlich, bleibt aber sonst unverändert. Das Gestein hat eine brecciöse Struktur und enthält kleine

Gerölle von verwittertem Augitporphyrit. Ein paar Meter über der Basis erscheint inmitten der gelblichen Dolomite eine linsenförmige Masse des rötlichen Dolomits, welche man vom Dolomit Nr. 3 nicht unterscheiden kann. Am oberen Rand dieses Dolomits geht er nach und nach in einen weißen, kristallinen Dolomit vom gewöhnlichen Aussehen des Schlerndolomits über.

3. Dieser Horizont besteht aus einem tiefvioletten, kristallinen Dolomit von sicher konglomeratischer Natur. Die eingeschlossenen Bruchstücke sind meistens gutgerundete Porphyritgerölle. In den tieferen Horizonten finden sich Zwischenlagen von braunem Tuff. Diese Gruppe zeigt eine linsenförmige Verdickung gegen Nr. 3 des vorhergehenden Profils. Die Mächtigkeit ist hier zirka 10 *m*.

2. Sehr poröser, brecciöser, gelblich verwitternder Dolomit, an frischen Bruchflächen grau, welcher unzählige kleine und große, gutgerundete Gerölle, meist von Augitporphyrit, enthält. Es sind hier auch viele große Porphyritblöcke, bis zu 1 *m* groß. Wenn man das Gestein aus der Nähe betrachtet, so kann man Schichtenflächen nicht deutlich unterscheiden; wenn man es aber als Ganzes betrachtet, sieht man Flächen, welche sich nach N fortsetzen und in Cipitkalk und in die Tuffazies übergehen. Mächtigkeit zirka 40 *m*.

1. Schwarze Tuffe und ein Lagergang von Olivin führendem Augitporphyrit mit Blockstruktur, Streichen der Tuffe im allgemeinen N 50—55° O, Fallen 30° NW.

Das nächste Profil ist vom Punkt 2460 *m* in den Roßzähnen in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung gezogen.

4. Das Gestein am Punkt 2460 *m* ist Schlerndolomit von ganz normalem Charakter. Gegen die Basis zu wird es brecciös und rötlich, aber nicht so sehr als in den südlicheren Profilen. Die Bodenfläche des Dolomits ist sehr uneben, aber zusammenhängend; sie ist sehr lebhaft gefärbt, entweder rot oder orangegelb.

3. Von 2420 *m* abwärts besteht das anstehende Gestein aus einigen Metern feingeschichteten, weichen, grauen Aschentuffen mit einem Fallen von 36° NW. Diese Tuffe sind auf diese Lokalität begrenzt, sie bilden eine kleine Linse im Dolomit. Dann folgen 4 *m* Dolomit, darunter $1/2$ *m* schwarzer Tuff, wieder 2 *m* Dolomit, dann die Hauptmächtigkeit der grauen, geschichteten, vulkanischen Sedimentgesteine, ungefähr 40—50 *m*. Die Tuffkonglomerate bilden Lagen von 1—$1\,1/2$ *m* Mächtigkeit zwischen feineren Tuffen. Sie enthalten eine große Anzahl von gutgerundeten Geröllen von dunkelgrau bis violett verwitterndem Augitporphyrit. Es sind auch harte, massige, sandige Tuffe ohne Einschlüsse vorhanden. In den Tuffkonglomeraten gibt es eine ziemliche Anzahl von eckigen Blöcken aus rötlichem Dolomit, die bis zu mehreren Kubikmetern groß sind. Dieser Dolomit enthält auch selbst Porphyritgerölle.

2. Poröser und brecciöser Dolomit mit großen Porphyritblöcken und gelegentlich sehr großen Blöcken von einem lichtgraulichbraunen, massigen Kalk. In diesem Dolomit wurden Diploporen gefunden *(D. annulata)*. Die Mächtigkeit beträgt zirka 30 *m*.

1. Tuffe und grobe Agglomerate von Tuff und Porphyrit und in geringerer Menge auch Kalkeinschlüsse. Diese enthalten gelegentlich kleine Brachiopoden und Gastropoden.

Das nächste Profil ist vom Punkt 2424 *m* in nordöstlicher Richtung gegen den Punkt 2346 *m* gezogen.

4. Der Schlerndolomit liegt hier am Nordrand der in Zähne und Türme zerfallenden Felsen auf dem Grat der Roßzähne. Er enthält gelegentlich violett gefärbte Teile, in welchen man zahlreiche feine Teilchen von Eruptivgesteinen findet. Seltener sind linsenförmige Vorkommen von feinem, violett gefärbtem Konglomerat. In der Nähe der Basis des Schlerndolomits kann man einen stufenweisen Übergang in Tuffkonglomerat beobachten. Porphyritgerölle erscheinen, die Farbe wird ein tiefes Gelb mit ziegelroten Bändern, dann violett und zum Schluß grünlichgrau. Gleichzeitig verschwindet das Dolomitmaterial in der Grundmasse und wird durch Tuffmaterial ersetzt.

3. Tuffkonglomerate, gut geschichtet, mit Fallen 24° NNW am Beginn des Alplrückens. Die Struktur ist derjenigen im vorhergehenden Profil sehr ähnlich. Im oberen Teil findet sich Tuffkonglomerat von 6 *m* Mächtigkeit; dann wechsellagern sie mit gelegentlichen Dolomitbänken oder isolierten Blöcken von Dolomit oder Kalk vom Cipittypus für zirka 12 bis 15 *m*. Darunter kommen 3 *m* Tuffkonglomerate, dann 20 *m* Tuffe und Tuffkonglomerate, welche mit leuchtend roter oder bräunlichgelber Farbe verwittern und oft hell gebändert sind.

Der höhere Grad von Verfärbung und Zersetzung scheint damit verknüpft zu sein, daß die Konglomerate, anders als im vorhergehenden Profil, hier eine bedeutende Kalkbeimischung enthalten. Neben Porphyriteinschlüssen sind hier eine Anzahl von Kalkgeröllen vorhanden, die ungefähr die gleiche Größe wie die Porphyrite haben, aber viel weniger abgerundet sind. Gewöhnlich haben sie einen Durchmesser von 4 *cm*. Im unteren Teil der Konglomerate findet man mehrere Lagen, deren Matrix reiner Tuff im unteren Horizont ist, während der Hauptteil mehr und mehr Kalk enthält, und die oberste Lage ist dann eine Kalkgrundmasse mit nur sehr wenig Tuffbeimischung und gibt mit Salzsäure eine deutliche Reaktion. Im Zusammenhang damit ist der Horizont Nr. 3 in diesem Profil und im Alplrücken viel kalkreicher als in den Profilen durch die Roßzähne, und die Grenze gegen Nr. 2 ist weniger auffallend.

2. Diese Stufe ist reicher an Kalk als an Dolomit. Der Blockcharakter der Kalk- und Porphyritgesteine ist sehr ausgesprochen. Die Kalkmassen sind bräunlichgrau oder rötlich oder violett gefärbte Cipitkalke. Sie enthalten sehr viele Durchschnitte von Echinodermenstielen, gelegentlich auch Korallenstöcke und Schalenbreccien in groben Tuffen oder tuffigen Mergeln eingebettet.

1. Die Basis der Felswand liegt hier in einer Höhe von 2280 *m*, und die darunterliegenden Gesteine sind stark mit Gras bedeckt. Wenn man die Felswand nach N verfolgt, so sieht man, daß der Rand unter Nr. 2 an einer oder zwei Stellen durch das spätere Eindringen von Lagergängen abgebrochen ist.

Viele von den losen Blöcken, die aus dem Horizont Nr. 2 ausgewittert sind, sind erfüllt mit unregelmäßigen Adern und drusigen Hohlräumen, die mit Kalzit ausgefüllt sind. Ein oder zwei Blöcke zeigen massige lithodendronartige Korallenstöcke. Die am häufigsten vorkommenden Fossilien sind große, keilförmige *Cidaris*-Stacheln von Cassianer Typus und zerbrochene Stücke von dicken Schalen. Diese sind den dickschaligen Bivalven ähnlich, die für die *Pachycardia*-Tuffe charakteristisch sind. Auch kleine Gastropoden kommen häufig vor und gelegentlich auch Sphaerocodien.

Man kann daher nicht gut daran zweifeln, daß Nr. 2 von oberem Cassianer Alter ist, während die tieferen Tuffhorizonte mit gelegentlichen Kalken, Nr. 1, als untere Cassianer Schichten kartiert wurden.

Der Horizont Nr. 3 ist am typischesten in der Umgebung südlich vom Punkt 2424 *m* entwickelt. Dort zeigt er dunkelgraue Farbe, regelmäßige Schichtung, verhältnismäßig wenige Dolomitblöcke, eine reine Tuffmatrix und keine Kalke unter den Geröllen. Der Charakter ändert sich aber sowohl gegen NO als auch gegen SW.

Gegen NO, also gegen das Alpl zu, finden sich zahlreiche Kalkblöcke, viele kleine Kalkgerölle, eine mehr oder weniger kalkreiche Matrix und infolgedessen eine im allgemeinen lichtere Färbung. Das ganze Aussehen des Gesteins, wenn man es aus einiger Entfernung betrachtet, ist im Alplgebiet oder im Nordwestteil des Rückens ganz anders als in den Roßzähnen.

Gegen SW, in den Roßzähnen, wird die Farbe der Schichten Nr. 3 lichter und rötlicher, und Dolomit tritt in Lagen und großen Blöcken auf. Im zweiten Profil vom Punkt 2548 *m* zum Punkt 2420 *m* korrespondiert der stark-

rote Dolomit und der tiefere Teil des darüberliegenden, gelblichen Schlerndolomits höchstwahrscheinlich mit dem Horizont Nr. 3. Die zahlreichen Einschlüsse von gerundeten Porphyritgeröllen im roten Dolomit bieten einen auf das Material begründeten Beweis für diesen Parallelismus.

Aus diesen Beobachtungen folgt, daß die Schichten der Roßzähne und vom Alpl auf einem Seichtwasserschelf gebildet wurden und daß sich im SO trockenes Land befand, von welchem Bruchstücke von sandigem Dolomit und Augitporphyrit abbröckelten, und daß diese auf dem Schelf als Gerölle zwischen dolomitischen Mergeln und Schlamm von neuem abgelagert wurden. Im nördlichen Teil des Schelfs dagegen, anstoßend an die Seiser Alpe, sammelten sich schwarze Tuffe in beträchtlicher Mächtigkeit an, und es bildeten sich Kalkgesteine.

Der Schlerndolomit der Roßzähne liegt nicht ganz glatt auf den Tuffen, es gibt aber keinen Beweis für eine erodierte Oberfläche der Tuffe vor der Dolomitbildung. Es besteht hier eine bestimmte Diskordanz zwischen den Schichtungswinkeln der verschiedenen Fazies. Die Tuffe liegen diskordant auf dem Kalk oder Dolomit oder der Breccie unter ihnen. Sie sammelten sich anscheinend sehr rasch in den Vertiefungen an, und darüber transgredierte nach und nach der Dolomit, je nachdem der Boden seichter wurde. Daher liegt er auf verschiedenen Tuffbänken, manchmal unter einem steileren Winkel transgredierend, manchmal unter einem flacheren. Gegen N liegt er auf immer jüngeren Tuffstufen.

Ähnliche Beziehungen kann man zwischen den Tuffen und den Cipitkalken im Alplrücken, nördlich von den Roßzähnen, beobachten. Der Dolomit ist über den Tuffen hier nicht erhalten.

Die Photographie von Alpl zeigt das Wechsellagern der schwarzen Tuffe mit unregelmäßigen Blöcken und Lagen von hellgefärbten Cipitkalken (Taf. X, Fig. 38).

Die Nordabhänge des Schlernmassivs.

Die einfacheren Beziehungen zwischen der Tuff- und der Dolomitfazies an den Schlernabhängen, westlich vom Roßzähnerücken, sollen jetzt beschrieben werden.

Die Cassianer Tuffschichten der Südostabhänge der Roßzähne setzen sich mit Nordwestfallen unter dem Schlerndolomit fort und treten in einem tieferen Niveau am Nordhang, zwischen den oberen Quellen des Ochsenwaldbaches, wieder zutage. Dort bilden sie die Basis des Schlerndolomits der „Platten“ und der Schlernalpe.

Etwas weiter den Ochsenwaldbach abwärts ist in 1746 *m* Höhe eine Brücke, über die von der Proslinerhütte ein Weg nach S führt, der sich mit dem Touristensteig vereinigt, welcher über die Westseite auf den Schlern führt. Die Schichtenfolge dort ist die nachstehende:

Im Hangenden: Hauptmasse des Schlerndolomits, hie und da mit kleinen Tuffeinschlüssen.
12. Lage von Tuff.
11. Dicke Dolomitbank, lokal rot verwitternd.
10. Unregelmäßige Tufflagen und isolierte Taschen oder Flecken von Tuff im Dolomit.
9. Eine Dolomitlage in ungefähr 1830 *m* Höhe. Der Dolomit ist unrein und grau, grünlich oder bräunlich gefärbt. Er enthält Tufflecken; Mächtigkeit 3 oder 4 *m*.
8. Dünngeschichteter, ziegelroter, mergeliger Kalk und Schiefer.
7. Zirka 3 *m* geschichtete Kalke. Sie streichen N 60° W und fallen 12° NO.
6. Gelb oder graubraun verwitternde, dünngeschichtete, mergelige Kalke.
5. Feine Tuffbreccien mit Kalkbruchstücken.
4. Dünngeschichtete Cassianer Mergel und mergelige Kalke, die kleine Stuores-Cassianer Fossiltypen enthalten.
3. Grobe Tuffe, die N 55° W streichen und 15° SW fallen.
2. Cassianer Kalke und Mergel mit *Cidaris*-Stacheln auf der verwitterten Oberfläche und vielen Kalzit enthaltenden, drusigen Hohlräumen.
1. Bläulichgraue Mergel mit Wengener Fossilien.

Wenn wir anstatt auf dem Touristensteig den Abhang weiter östlich von der Brücke 1746 *m* hinaufsteigen, so sind die Schichten oberhalb der Dolomitlage Nr. 9 folgende:

Im Hangenden: Schlerndolomit.
17. Geschichtete, blasse Kalke.
16. Sehr unregelmäßig geschichtete Tuffe.
15. Cipitkalk, grobgebankt, 30 *m* mächtig.
14. Schwarze Tuffe.
13. Brauner Cipitkalk, der eine 40 *m* hohe Wand bildet.
12 *c*. Grünliche Tuffe.
12 *b*. Eine dünne Lage von grauem, manchmal rot- und weißgeflecktem Kalk.
12 *a*. Braune Mergel, die einige Kalkblöcke einschließen.
11. Cipitkalk, gelb, orange oder braun gefärbt.
10. Weiche, braune, tuffige Mergel.
9. (Wie im vorhergehenden Profil) Dolomit, welcher hier ungefähr 10 *m* mächtig und deutlich kalkig ist.

Die Mächtigkeit der Schichtenfolge von den Wengener Schichten in 1746 *m* Höhe bis zum typischen Schlerndolomit beträgt hier ungefähr 200 *m*, und auf die Tuffe von Nr. 12 folgt eine gemischte Serie (Nr. 13—17) anstatt des massiven Schlerndolomits. Daher beginnt die Dolomitfazies im W in einem tieferen stratigraphischen Horizont als im O, und der transgressive Vorstoß des Dolomits ist im Schlernmassiv anscheinend von SW nach NO vorgedrungen.

In einiger Entfernung westlich von der Ochsenwaldbrücke ist das nächste Profil im Graben am Punkt 1741 *m* auf dem Touristensteig aufgenommen. Die Schichten sind durch leichte Faltung gewellt.

Im Hangenden: Schlerndolomit, deutlich geschichtet und hie und da winzige Tuffbrocken einschließend.

9. Tuffe und dunkle Kalkschiefer . . . . . 5 *m*
8. Eine dicke Lage von blassem Dolomit . . . . . 4 *m*
7. Dunkle Tuffe und feine Tuffbreccien . . . . . 4 *m*
6. Dicke Bänke von gelb verwitterndem, dolomitischem Kalk, an manchen Stellen von Cipitkalkcharakter, wenn auch massiger . . 3 *m*
5. Eingeschalte Gruppe von dünnem, gelb verwitterndem, mergeligem Kalk und Schiefern . . . . . 10 *m*
4. Dünngeschichtete, mergelige Kalke mit Spuren von kleinen Bivalven und Brachiopoden, abwechselnd mit rauh verwitternden Cipitkalken, lokal reich an Echinodermenresten . . . . . 6 *m*
3. Tuffe und dunkle Kalkschiefer, gelegentlich mit Steinkernen von *Posidonia Wengensis* . . . . . 8 *m*
2. Schwarze Tuffe . . . . . 6 *m*
1. Mandelsteinlava.

Die Einlagerungen von Dolomit, Mergeln und Tuffen sind in diesen Profilen konkordant.

An der Basis der Euringer Spitze fand die Autorin im Jahre 1906 eine interessante fossilführende Stufe von Cassianer Schichten, in konkordanter Lagerung den Schlerndolomit unterlagernd. Die Fossilien, welche die Autorin in den höheren Horizonten der Serie von kleinen Aufschlüssen an dieser Stelle fand, folgen in nachstehender Liste:

a) In gelb verwitternden Lagen von Cipitkalk: *Encrinus cassianus* und *E. varians; Pentacrinus Fuchsi, P. laevigata, Cidaris subcoronata, C. Hausmanni, C. alata, C. flexuosa, C. dorsata, C. decorata* usw.; *Eudea Manon, Stellispongia variabilis, Verrucospongia* sp., *Leiofungia, Orbigniani; Cladophyllia subdichotoma, Montlivaltia* cf. *capitata, Rhabdophyllia recondita, Isastraea splendida; Spirigera indistincta; Loxonema, Scalaria* div. sp., *Coelostylina similis.*

b) In Tuffen und feinen Tuffbreccien und Mergeln: *Spirigera indistincta, Spirigera Wissmanni; Clanculus nodosus; Dicosmos maculatus, Ptychostoma* var. *seisensis, Neritopsis armata, Loxonema* sp., *Scalaria supranodosa; Avicula* cf. *Hallensis, Pecten alternans, Mysidioptera angusticostata, M. elongata, Lima angulata.*

Bruchstücke von dicken Schalen wurden in einem Horizont in Mengen gesammelt, und die Gegenwart der *Mysidioptera*-Typen kann man als Anzeichen dafür nehmen, daß es eine *Pachycardia*-Tuff-Fauna ist. An dieser Stelle ist jedoch die Serie nur geringmächtig und repräsentiert vielleicht nur die älteren Horizonte. Dann folgt eine Lage von reinem, kristallinem Schlerndolomit, über welchem sich eine Stufe von blaßgelblichem und gelb verwitterndem Cipitkalk, stark dolomitisiert, mit ein paar erkennbaren *Cidaris*-Stacheln befindet. Es finden sich auch Fetzen von sehr feinem, braunem Tuff darauf, und er verkeilt sich mit Schlerndolomit.

Dieses Vorkommen zeigt also, daß die *Pachycardia*-Tuffe begonnen hatten, sich anzusammeln zu einer Zeit, in welche auch die Bildung des untersten Teiles der massigen Nordwand von Schlerndolomit unter dem Burgstall fällt.

Die Schichtenfolge ist kurz folgendermaßen:

Profil unter dem Punkt 1802 *m*, östlich von der Euringer Spitze.

Im Hangenden: Schlerndolomit, welcher konkordant auf Nr. 10 liegt.

10. Dicke Bänke von Cipitkalk, hie und da mit Einschaltungen von feinem, schwarzem Tuff.
9. Braune Mergel und Tuffbreccien, welche gewisse dickschalige Bivalven aus der *Pachycardia*-Tuff-Fauna enthalten.
8. Tuffe und mergelige Kalke mit kleinen Cassianer Fossilien.
7. Rote und weiße Cipitkalke mit Echinodermenresten.

An der Basis: Wengener Schichten (siehe Nr. 1 bis 4 auf S. 118).

Die Einzelheiten der stratigraphischen Schichtenfolge sind hier insoweit anders, als die Lage von Schlerndolomit, welche sonst zwischen die oberen Cassianer Horizonte eingeschaltet ist, hier zu einem Teil der Hauptmasse des Dolomits geworden ist; die darüber- und darunterliegenden Horizonte von Tuff oder schiefrigem Kalk keilen gegen S aus.

Diese Unterschiede deuten auf das Vorhandensein von extrem lokalen submarinen Bedingungen hin, wie man sie in einer Grenzzone zwischen einem eingeschlossenen Depressionsbecken und einer alten Eruptivzone im N und einem weiten Plateau im S erwarten dürfte. Im Zusammenhang mit den physikalischen Faktoren standen auch die Ansammlungen von Organismen von extrem lokalem Charakter.

Die Wechsellagerung der zwei Fazies findet unter einem kleinen Winkel statt oder horizontal in südwestlicher Richtung den ganzen Nordostabhang des Schlerns hindurch. Die Roßzähne und der Alplrücken sind ein besonders stark lokal entwickelter Teil der Seiser Alpen-Fazies.

Auf mehrere Beispiele von Kreuzschichtung und lokalen Diskordanzen wurde in den Cassianer Horizonten der Seiser Alpe hingewiesen, welche deutlich ein Gebiet von Seichtwasser und lokalen Strömungen war, während in der Randzone der Schlernabhänge die Einschaltungen von Dolomit oder Kalk oder Tuffen nur sehr wenig Diskordanzen in ihren Beziehungen zueinander zeigen.

Es gibt keinen Beweis für die Anlagerung von Cassianer und Wengener Schichten an eine unzerbrochene Dolomitmasse in der Art, wie sie Mojsisovics[1] dargestellt hat. Es ist kein reiner Zufall, daß man in der Figur auf S. 166 in den „Dolomitriffen“ sieht, wie die beiden Fazies in dem Teil, der der Beobachtung zugänglich ist, ineinandergreifen, während man in dem Teil unter der Oberflächenerosion einen glatten, ungestörten Kontakt der beiden Fazies längs einer steil einfallenden Fläche sieht.

Die ungestörte Grenze sollte die Ablagerung der gemischten Wengener und Cassianer Ablagerungen in einer Lagune, anstoßend an die steil abfallende Wand einer Korallenriffbildung, und ihre Entstehung gleichzeitig mit höheren Teilen des Korallenriffs als denjenigen, gegen welche sie angehäuft sind, darstellen. Wie schon gezeigt wurde, sind die Verhältnisse jedoch viel einfacher, und die Grenze muß längs eines sehr sanften Abhanges verlaufen sein, da die beiden Fazies so glatt ineinandergreifen.

[1] Mojsisovics, „Dolomitriffe“.

Später, während der tertiären Bewegungen, haben auffaltende Kräfte diese ineinandergreifende Schichtenfolge im westlichen Teil des Berges, wie oben beschrieben, aufgebogen (S. 64, Taf. XXIII, Profil 9). Die ganze Ausdehnung des Schlernmassivs hindurch wurden die Dolomitgesteine gehoben und gegen die WNW-OSO-Verwerfung, welche sie durchschneidet, aufgerichtet. Diese Bewegungen haben ihnen die riffähnliche Gestalt gegeben.

Die Bildung des Schlerndolomits begann gleichzeitig mit der Ablagerung der höchsten Stufe der Buchensteiner Schichten. Seine Nordgrenze war eine Linie, welche sich aus der Nachbarschaft südlich von Bad Ratzes längs der linken Abhänge des Frötschbaches in ostsüdöstlicher Richtung gegen das Seiser Alpenhaus und das Gebiet der Galgemühl hinzog. Während der Wengener Zeit und dem Beginn der Cassianer Zeit wich die Grenze der Dolomitbildung gegen SW zurück, rückte aber in der oberen Cassianer Zeit wieder vor und breitete sich schließlich gegen NO aus.

Ein sicherer Hinweis für das Alter des Dolomits am Nordabhang wurde im Profil unterhalb der Euringer Spitze gegeben, wo er auf Schichten liegt, welche Stuores-Cassianer Fossilien enthalten und nahe seiner Basis von dünnen Bändern von Cipitkalk und Cassianer Mergeln durchzogen ist. Deshalb müssen die Dolomite, wie man es im Nordhang sehen kann, mindestens von Cassianer Alter sein und in ihren höchsten Horizonten vielleicht noch jünger.

Anderseits setzt sich in der westlichen und nordwestlichen Schlernwand der Cassianer Dolomit des Gamsteig- und Euringer Rückens nach unten durch Dolomitgestein bis zu den Knollenkalken der Buchensteiner Schichten fort. Daher enthält die Dolomitfazies dort Dolomit von Wengener Alter und von oberem Buchensteiner Alter.

Die höchsten Cassianer oder Cipitkalke kommen als steile Terrasse am Nordhang des Schlernmassivs in zirka 1980 *m* Höhe vor, im gleichen Horizont, welcher den roten Dolomit in den Roßzähnen unterlagert. Beziehungen zum Grünserbüchlprofil und anderen zeigen, daß sich dort eine bedeutende Entwicklung von Tuffen und Cipitkalken, ebenso wie eine ziemliche Mächtigkeit von Mergeln und mergeligen Kalken mit typischen Cassianer Fossilien über der Gruppe der *Pachycardia*-Tuffe findet. Tatsächlich kommen diese Tuffe in den tieferen Horizonten der Schichten vor, welche als „Ober-Cassian" in die begleitende Karte aufgenommen wurden.

Das stimmt für die Lage der „*Pachycardia*-Tuffe" in jedem Profil, selbst in der relativ geringen Mächtigkeit der Cassianer Schichtenfolge unter der Euringer Spitze. Dieser Punkt muß hervorgehoben werden, da die in den *Pachycardia*-Tuffen enthaltene gemischte Fauna mehr Typen mit den Raibler Schichten des hohen Schlernplateaus gemeinsam hat, als es in den dazwischenliegenden Horizonten der oberen Cassianer Schichten der Fall ist. Die Faunaverschiedenheiten sind hauptsächlich den wiederholten örtlichen Änderungen in den Bedingungen des submarinen Lebens zuzuschreiben.

Einige Typen von Eruptivgesteinen im Gebiete der Roßzähne und der Tierser Alpe.

Es mögen hier noch ein paar leitende Typen der jüngeren Glieder der mitteltriassischen Eruptivfolge beschrieben werden.

Handstücke aus Wengener Horizonten in der Tierser Alpe.

Die dunkle, feinkörnige, massige oder Mandelsteinlava, welche innerhalb der Wengener Tuffe vorkommt, zeigt unter dem Mikroskop leistenförmige Einsprenglinge von Plagioklas mit Zonarstruktur mit Einschlüssen aus der Grundmasse und mit gut ausgebildeten Zwillingen in ungefähr gleicher Anzahl mit frischen, blaßgrünen Augitkristallen; Olivin spärlich oder fehlend. Die Grundmasse ist hyalopilitisch und besteht aus kleinen Feldspatleisten, viel Chlorit, der wahrscheinlich veränderten Augit repräsentiert, und reichlich Magnetit als große Flecken.

Sie ist Handstücken aus der Lava in den Wengener Schichten bei Lafreider und Prosliner im Frötschbachgebiet sehr ähnlich.

Handstücke aus Cassianer Horizonten am Alpl und in den Roßzähnen.

Die meisten der dünnen, eingeschalteten Laven muß man nach den Handstücken als Mandelsteinmelaphyre bezeichnen. Ein Gang an der Basis der Cassianer Serie am Alplrücken ist ein schwarzes, massiges Gestein, welches in Dünnschliffen unter dem Mikroskop ziemlich frische Einsprenglinge von Labradoritfeldspat und große Augite in einem kompakten, schwarzen Glas mit wenigen Feldspatmikrolithen zeigt. Die Einsprenglinge von Augit sind reichlicher vorhanden als die Feldspate.

Ein Gang im gleichen Rücken, der in eine höhere Lage von Cipitkalk eindringt, zeigt gut ausgebildete Einsprenglinge von Plagioklas, Augit und Olivin, alle in stark verändertem Zustand und viel Eisenstaub in einer größtenteils holokristallinen Grundmasse mit Feldspatmikrolithen. Es sind zahlreiche Mandeln vorhanden, gewöhnlich mit Chlorit erfüllt, und das Innere ist oft mit sphärolithischem Kalzit ausgefüllt. Frische Handstücke aus diesem Gang kann man als graues Gestein mit olivgrünen Spritzern (verändertem Olivin) und zahlreichen Mandeln beschreiben; Augitkristalle sind gut ausgebildet, die Feldspatleisten im Vergleich klein.

Der scharfe, mit Gras bedeckte Rücken, der von den Roßzähnen aus nach O läuft, enthält eine unregelmäßig verteilte Serie von kleinen Lagergängen. Diese zeigen so ziemlich die gleiche Zusammensetzung wie das dunkle, massige Gestein im Alplrücken, indem sie Einsprenglinge von Labradorit und reichlich Augite enthalten. Die Mikrolithen im schwarzen Glas wechseln an Menge, und Magnetit ist in großen Flecken vorhanden; Olivin kommt vor, aber spärlich.

Pachycardia-Tuffe in der Seiser Alpe.

Eine Anzahl von Schliffen, die aus diesen Tuffen hergestellt wurden, zeigen großen Wechsel in der Zusammensetzung und im Charakter von einem echten vulkanischen Tuff bis zu einem Gestein vom Aussehen eines ozeanischen Schlammes. Unter den letzteren zeigt ein Handstück winzige Bruchstücke von verschiedenen Arten von Melaphyr, Kalkstücke mit Organismenresten, eine Anzahl von Foraminiferen und pisolithische Körner.

Cassianer Schichten im Langkofel- und Plattkofelgebiet.

Die Aufschlüsse der Cassianer Schichten an der Basis des Langkofel- und Plattkofeldolomitmassivs wurden von der Autorin schon in früheren Arbeiten[1] beschrieben und eine Fossilliste mitgeteilt (vgl. Heft 2, S. 85). Ein oder zwei Beobachtungen sollen hier noch hinzugefügt und die Hauptpunkte hervorgehoben werden.

Eine typische Folge der Wengener Schichten von der Westseite des Plattkofels in der Unterschiebungs- oder Basalmasse ist oben beschrieben worden (S. 120). Darauf folgen dann Cassianer Schichten auf den westlichen Abhängen des Fassajoches folgendermaßen:

Ober-Cassian.

6. Blaßgrauer, sandiger, geschichteter Dolomit als kleine Erosionsreste über den Cipitkalken des Rückens 2380 *m*.

5. Cipitkalke, als mächtige Lage von blockartiger Struktur, mit Tuffen, die den Paßrücken bilden, wechsellagernd, grünliche und rötlichbraune Tuffe herrschen in den höheren Horizonten vor, und ziegelrote, tuffige Mergel treten als kleine Flecken zwischen den Tuffen auf. In den tieferen Horizonten wechsellagern damit schwarze Tuffe. Mächtigkeit zirka 20—25 *m*.

4. Tuffe oder Tuffbreccien, aus kleinen Bruchstücken von Porphyrit und Kalk bestehend, die in Tuff eingebettet sind, auch Bruchstücke und Steinkerne von *Pachycardia rugosa* und anderen dickschaligen Bivalven. Sie gehen nach unten zu in eine Wechsellagerung von feinen, schwarzen Tuffen und konglomeratischen oder knolligen Kalkbänken über, welche blaßgrau oder orangegelb verwittern.

Unter-Cassian.

3. Brecciöse, gutgeschichtete „Cipitkalke" mit *Sphaerocodia* und *Cidaris*-Stacheln, wechsellagernd mit dünnen Tuffbänken.

2. Feine Mergel und Tuffe, in welchen schöne Fossilien der Stuores-Cassianer Horizonte gefunden wurden: *Koninckina Leonhardti* usw.

1. Mächtiggebankte Kalke und Mergel, fossilführende Lagen von Cipitkalk; kleine Gastropoden und Bivalven vom Stuores-Cassianer Typus.

Im Liegenden: Wengener Schichten.

Die oben beschriebene Schichtenfolge wird von den Schlerndolomiten des Plattkofels durch eine Kompressions- und Störungszone getrennt, die im Zusammenhang mit der Überschiebung der Langkofel- und Plattkofelmasse ist, und gegen O schneiden die unteren Horizonte der Cassianer und Wengener Schichten an ihr ab. (Taf. XI, Fig. 42.)

Die Rafreider Abhänge und die Faziesgrenze.

(Vgl. Taf. XI, Fig. 41.)

Die konkordante Lagerung des Schlerndolomits auf den höheren Horizonten der Cassianer Schichten ist in der Plattkofelschubmasse zwischen der östlichen Plattkofelscharte und dem Peles del Rafreider gut aufgeschlossen. Der Schlerndolomit ist in dem westlichen Teil des Abhangs steil nach S abgebogen und durch eine NW-SO-Verwerfung von den Cassianer Schichten scharf getrennt. Die höchsten Schichten unter dem Schlerndolomit der Steilwand kann man zwischen der östlichen und der westlichen Plattkofelscharte in 2460 *m* bis 2480 *m* Höhe verfolgen.

Schwerer, sandiger, gutgeschichteter Dolomit von rötlicher oder grünlicher Färbung bildet eine Lage unmittelbar unter dem normalen weißen Schlerndolomit. Er kommt auch als unregelmäßige Massen und linsenförmige Partien in ihm vor.

Den sandigen Dolomit unterlagernd, finden wir eine Stufe von grünlichen und braunen, dünngeschichteten, tonhaltigen Tuffen und Mergeln mit kleinen Landpflanzenresten. Im oberen Teil der Tuffe ist eine Bank von rötlichbraunem Cipitkalk mit roten Mergeleinschlüssen vorhanden; etwas tiefer ist eine Gruppe von grauem, orangegelb verwitterndem, plattigem Kalk mit oolithischen Bänken.

Eine wichtige stratigraphische Tatsache ist, daß diese sich nicht gegen eine Wand von „Riff"dolomit anlehnen, sondern unter den Schlerndolomit mit deutlicher Konkordanz einfallen.

Die Fig. 22 b auf S. 159 zeigt das Nachaußenfallen des Schlerndolomits, welcher die Südwand des Plattkofels bildet. Sie zeigt das gleiche Fallen in den eingeschalteten Tuffen und Kalken der Cassianer Serie, welche ihn unterlagert. In diesen kann man eine steilere monoklinale Flexur über dem Weg sehen.

Die Cassianer Schichtenfolge am Rafreider ist die nachstehende:

Ober-Cassian.

10. Sandiger, geschichteter Dolomit . . . . . 3 *m*
9. Einschaltung von feinen, tonhaltigen, grünlichen Tuffen und Mergeln und dünnen Kalkbänken . . . . . 6 *m*
8. Braune Tuffe . . . . . 3 *m*
7. Bank von rötlichem oder orangebraunem Cipitkalk . . . . . 5 *m*
6. Einschaltung von Tuffen und feinen Tuffbreccien . . . . . 15 *m*
5. Gelb verwitternder plattiger Kalk . . . . . 10 *m*
4. Bänke von Cipitkalk mit *Cidaris*-Stacheln, seltener auch *Cladophyllia*-Resten oder kleinen Gastropoden; ein schweres, poröses Gestein, orangegelb verwitternd . . . . . 16 *m*
3. Blaßgraue oder violettgraue Kalk- und Tuffbreccie. Diese Breccie ist oft voll von grünen Tufflecken und enthält zahlreiche Stacheln und Schalenreste von Echinodermen, auch Bruchstücke von dicken Bivalvenschalen (*Pachycardia*-Tuffhorizont) . . . . . 8 *m*

[1] Autorin, „The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites" (Trans. of the Edin. Geol. Soc., Vol. IX, Special Part, 1910. Autorin, „The Geological Structure of Monzoni and Fassa" (Trans. Edin. Geol. Soc., Vol. VIII, Special Part, 1902—1903). S. 23—28.

Unter-Cassian (großenteils in Kalkfazies).

2. Plattige, mergelige Kalke mit dünnen Lagen von Cipitkalk, arm an Fossilien — nur *Cidaris*-Stacheln und kleine *Natica*-Arten . 5 *m*

1. Grauer und grauweißer dickbankiger Kalk. Diese Stufe wechselt von Stelle zu Stelle sehr schnell. An einer Stelle bildet der obere Teil eine über 4 *m* hohe, senkrechte Wand, in welcher man Cipitkalkblöcke als Linsen zwischen grünem Tuff erkennen kann; die mittleren Lagen bis 7 oder 8 *m* unter dieser Wand sind gelb verwitternder Cassianer Kalk, mit dunklen Tuffen in dünnen Bändern wechsellagernd, und sehen wie eine gestreifte, solide Masse aus. Der untere Teil bildet noch eine senkrechte Wand, 7 *m* hoch, die teilweise Cipitkalkstruktur, teilweise eine grauweiße oder weißliche Kalkmasse zeigt . . . . . 20 *m*

An der Basis: Wengener Tuffe.

Es sind hier nur ein paar Meter von Wengener Tuffen unter der Cassianer Serie vorhanden, da die südliche Verwerfungsgrenze der Plattkofel- und Langkofelschubmasse sie unmittelbar südlich vom Aufschluß abschneidet. Zweifellos ist ein charakteristisches Merkmal dieses Profils die Armut an den kleinen Cassianer Fossilien; das hängt mit der ganzen Entwicklung der unteren Horizonte in der Cipitkalk- oder Dolomitfazies zusammen.

Das beste Profil an der Südseite der Langkofelgruppe ist in den Abhängen südöstlich von der Grohmannspitze.

Profil NW—SO unter der Grohmannspitze.[1]

(Vgl. S. 159, Fig. 22a.)

12. Schlerndolomit der Grohmannspitze.

Obere Cassianer Schichten.

11. Grün verwitternder, sandiger Dolomit von wechselnder Mächtigkeit, bildet die Terrasse in 2561 *m* Höhe unter der Grohmannspitze . . . . . 30 *m*

10. Roter oder violetter Cipitkalk, mehr oder weniger dolomitisch, mit roten eisenhaltigen Konkretionen und gelegentlich mit feinen, grünen oder ziegelroten Tonlagen wechsellagernd (Funde von kleinen Ammoniten) . . . . . 6 bis 8 *m*

9. Grünliche und braune Tuffe. Fossile Pflanzenbruchstücke in dünngebankten, braunen Lagen . . . . . 5 *m*

8. Cipitkalke in mächtigen Lagen oder Blöcken, die durch braune Tuffe getrennt sind und Bruchstücke von Cidariten, Korallen und Spongien enthalten . . . . . 4 *m*

7. Braune Tuffe und Tuffbreccien mit kleinen Kalkeinschlüssen. In diesen sind kleine Brachiopoden und Ammoniten *(Rhynchonella semiplecta, Protrachyceras basileus).*

6. Einschaltung von Tuffen, Tuff- und Kalkbreccien und Kalklagen. Die Kalkschichten wechseln an Mächtigkeit von ein paar Zentimetern bis zu 3 *m*; sie haben oft brecciöses Aussehen und enthalten kleine körnige Konkretionen von Raseneisenerz. Unter den Fossilien in den Tuffbänken sind große, dickschalige Gastropoden und Bivalven.

5. *Pachycardia*-Tuffe mit *Pachycardia rugosa* Hauer, *Clanculus cassianus* Wissm., *Tretospira multistriata* Wöhrm. usw.; die Fauna zeigt die charakteristische Mischung von Cassianer und Raibler Typen.

Untere Cassianer Schichten.

4. Wechsellagerung von fossilführenden Mergeln, Schiefern, grauen Kalken, Tuffen mit sphäroidaler Verwitterung, sandigen und brecciösen Lagen und dünnen eingeschalteten Laven. Die Fossilien gehören zu typischen Stuoresarten, z. B. *Protrachyceras Aon., Badiotites Eryx, Cardita crenata* Goldf., *Terebratula neglecta* Bittner, *Pentacrinus, Cidaris* var. sp. usw.

Östlich von der Grohmannspitze ist die Basis der Dolomitwand stark mit Geröll bedeckt, man kann aber im ONO des Langkofelecks günstigere Aufschlüsse untersuchen. Folgende Gesteine vom Typus der oberen Cassianer Schichten stehen hier unmittelbar unter der Dolomitwand an:

6. Dolomitbreccie, aus roten und grünen, sandigen Dolomitbruchstücken in einer dolomitischen Grundmasse bestehend . . . .
5. Sandiger Dolomit . . . . . } 15 *m*
4. Dolomitischer Cipitkalk, grau und orange gefärbt . . . . . .

3. Braune und grünliche Tuffe und feine Tuffbreccien mit kleinen Kalkbruchstücken und mit Landpflanzenresten, mit Kalken wechsellagernd . . . . . 7 bis 8 *m*

2. Cipitkalk, vollständig kalkig, manchmal grün oder dunkelrot gefleckt . . . . . 5 *m*

1. Lichtbraune, dickgebankte Tuffbreccien oder grobe Tuffe, welche kleine Kalkbruchstücke und Landpflanzenreste enthalten; abwechselnd mit feineren, schwarzen und braunen Tuffen . . . . . 15 *m*

Diese Horizonte kann man gegen N verfolgen. An der Nordostecke des Massivs kann man sehen, daß sie unter den Schlerndolomit der Felswand einfallen, und sowohl der Dolomit als auch die Cassianer Schichten fangen an, leichte Faltungen zu zeigen und nach außen, zuerst mit 20°, dann sehr rasch bis 40° ansteigend gegen NO einzufallen. Die Gesteine sind auch eng von Kluftflächen durchzogen, deren Neigung 70° gegen NO beträgt. Horizontale Risse zerreißen sie, und die einzelnen Lagen haben gewellte Oberflächen. Das sind alles Anzeichen dafür, daß diese Stufe hier während der Langkofelüberschiebung sehr starken differentialen Druckspannungen ausgesetzt war.

Der Faziesübergang bei Sa Cöul.

Die Terrasse in 2200 *m* Höhe zwischen den Felsen von Sa Cöul und der nordöstlichen Ecke des Langkofeldolomits zeigt hie und da anstehende Gesteine, und wenn man auch kein Profil legen kann, so kann man doch eine Schichtenfolge erkennen, welche hier ebenso wie am Langkofeleck feine braune Tuffe oder graue Aschentuffe und Tuffbreccien enthält, dann ziegelrote, violettgraue, braun und orange verwitternde Blöcke und unregelmäßige Bänke von Cipitkalk, voll mit *Cidaris*-Stacheln und eine ziemliche Mächtigkeit von dunklen, grünlichen Tuffbreccien, in welchen ziemlich große Fossilien vom Typus der *Pachycardia*-Tuffe und der Stuores-Cassianer Fauna vorkommen. (Taf. XI, Fig. 43.)

Bei Sa Cöul nimmt diese Stufe von mit einander wechsellagernden, fossilführenden Tuffen, Tuffbreccien und Cipitkalken sehr schnell an Mächtigkeit ab und geht in eine Wand über, die aus blaßgrauem schwach dolomitischem Kalk besteht, teilweise liegt sie auch darauf.

[1] Vgl. auch Autorin, „Thrust-Masses", S. 47, Photographie VI, und Weller, l. c., S. 35–37.

Bei näherer Betrachtung findet man an der höchsten Stelle des Aufschlusses normalen, porösen Cipitkalk, welcher einen Teil der Cassianer Schichten bildet. Ein Drittelmeter abwärts wird er massiger, wenn auch noch immer etwas porös, auf frischer Bruchfläche weiß und verwittert braun. Er nimmt auch knollige Struktur an und gibt mit Salzsäure nur eine schwache Reaktion. Noch tiefer bleibt die knollige Struktur erhalten, und das Gestein ist ungleichmäßig kalkig oder dolomitisch, oft sandig und verwittert lachsrot oder braun.

Gewisse Horizonte bestehen aus Breccien mit weißen und gelben Kalkgeröllen in einer sandigen Matrix. Die Schichtenflächen sind deutlich, aber viel auffallender sind steil stehende oder vertikale Cleavageflächen, die N 15° W gerichtet sind.

Etwa 15 *m* dieses Gesteins, vom obersten Cipitkalk an, hat diesen eben beschriebenen wechselnden Charakter und geht nach unten zu in ein Gestein von mehr gleichartiger Erscheinung über.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des unteren Teiles des Gesteins wechselt von 8 *m* bis 12 *m*. Es ist ein grauer dolomitischer Kalk mit gelben Hornsteinknollen von geringer Größe, die spärlich verteilt sind. Die Schichtung ist deutlicher, das Streichen N 50° W, das Fallen 30° NO. Einige Schichtenflächen sind, anstatt uneben und knollig zu sein, glatt und stark von Spalten durchzogen; gelegentlich sind die Spalten mit braunen Quarzadern ausgefüllt. Die untersten 4 oder 5 *m* zeigen viele Harnischflächen, und einige Partien sind verbogen und gedreht und von horizontalen und geneigten Spaltrissen durchschnitten, an welchen sich Differentialbewegungen vollzogen haben.

Eine Schubfläche von geringer Schubweite mit welligem Ausbiß und einer besonders geringen Neigung kann man im Zusammenhang verfolgen, die durch das Gestein in der Nähe der Basis hindurchgeht. Das Hangende besteht aus dem knolligen dolomitischen Kalk, darunter ist fein-brecciöser Dolomit, an frischer Bruchfläche weißer als das Hangendgestein, mit sehr stark kristalliner und gewöhnlich poröser Struktur. Er verwittert grau oder gelblich. Das Gestein unmittelbar unter der Schubfläche zeigt nur eine unebene und unregelmäßige Lagerung wegen der Cleavage; wenn man es aber nach W verfolgt, so erscheinen Schichtenflächen, und das Gestein setzt sich durch die Geröllhalde bis zu einem nahen Bacheinschnitt fort, wo es vollständig aufgeschlossen ist als geschichteter Dolomit, der mit gelblichbrauner oder blaßgrüner Färbung verwittert und auf den Schichtenflächen winzige Kieselknollen zeigt. Dieser Dolomit wird in zirka 2120 *m* Höhe von einer Schubfläche, die 60° gegen SW fällt, abgeschnitten und steil gegen enggefältelte, gebänderte, bituminöse Schiefer vom Alter des alpinen oberen Muschelkalks aufgerichtet. Die Mächtigkeit des Dolomits zwischen diesen Schubflächen beträgt ungefähr 18 bis 20 *m*.

Die tektonischen Erscheinungen sollen später behandelt werden (siehe S. 199).

Die stratigraphische Fragestellung bezieht sich auf das Alter der Gesteine von Sa Cōul unter den *Pachycardia*-Tuffen und Cipitkalken. Das stark kieselhaltige und knollige, Hornstein führende Gestein der tiefen Horizonte, durch welchen die Schubfläche hindurchgeht, ist wahrscheinlich von Buchensteiner Alter. In diesem Falle müßte ein Teil des Gesteins zwischen ihm und den Cipitkalken Wengener Schichten repräsentieren, da kein Anzeichen für eine Störung über der Schubfläche zwischen den knolligen Horizonten und den darüberliegenden Schichten vorhanden ist.

Die Mächtigkeit zwischen erkennbarer Cipitstruktur und Buchensteiner knolligen Schichten beträgt nicht mehr als 7 oder 8 *m*. Diese geringe Entwicklung der Kalkdolomitfazies der Wengener Schichten ist ähnlich mit dem Vorkommen am Rücken zwischen Seceda und Fermeda, welches genauer besprochen wurde. Anscheinend repräsentieren die Gesteine von Sa Cōul eine Faziesgrenze zwischen dem tieferen Teil des Schlerndolomits des Langkofels und der Tuff- und Kalkfazies der oberen Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten.

Beziehungen der Cassianer Schichten an der Westseite zum Schlerndolomit.

Die obere Cassianer Stufe von Sa Cōul setzt sich nach W in die hohe Terrasse auf 2160 *m* Höhe zwischen dem Schlerndolomit der Langkofelwand und der tieferen Dolomitentwicklung fort. Dort biegt sie sich steil nach außen zusammen mit dem überlagernden Schlerndolomit und ist stark zerklüftet. Eine kurze Strecke weiter ist sie nicht mehr zu unterscheiden, teils wegen der Gestalt der Flexur, teils wegen des Übergangs der Schichten in die Dolomitfazies.

Der springende Punkt ist hier, daß die Fortsetzung der oberen Cassianer Schichten in die Terrasse in 2160 *m* Höhe und unter die dolomitischen Gesteine an der Westseite den Beweis bietet, daß die große überlagernde Wand von Schlerndolomit an der Westseite des Langkofels eine jüngere Bildung ist als diese Gesteine, welche mit ihm an der Basis verkeilen; während auf der Karte von Mojsisovics ein großer Teil der Mächtigkeit dem Wengener Alter zugeschrieben wird und die Wengener Schichten an der Basis eingetragen sind.

Man braucht nur die oben beschriebenen Profile von den Roßzähnen und vom Alpl mit den Profilen der Cassianer Schichten von der Grohmannspitze und vom Langkofeleck zu vergleichen, um die große Ähnlichkeit in der Schichtenfolge zu erkennen. Die obere Gruppe von Cipitkalken über den *Pachycardia*-Tuffen ist sowohl in den Roßzähnen und Alplprofilen als auch in denen von S und O des Plattkofels und Langkofels vorhanden.

Über diesen Schichten ist an der Westseite des Langkofels eine ungeheure Mächtigkeit von Dolomit, mindestens 700 bis 800 *m*, zu finden, während am Schlern die Mächtigkeit verhältnismäßig gering ist, nirgends mehr als 250 *m* über den gleichen Schichtenhorizonten.

An der Grohmannspitze in der Südostecke des Langkofels stehen die Cassianer Tuffe und Kalke an ihrer Basis in 2567 *m* Höhe an und fallen unter Dolomitschichten ein. Der Schlerndolomit über ihnen ist ungefähr 500 *m* mächtig. Wenn man so von den gleichen Basishorizonten aus rechnet, so ist der Dolomit im nördlichen Teil des Langkofels

mächtiger als im südlichen. Rechnet man die Mächtigkeit von der Überschiebungsfläche im N an, so kommen noch einmal 100 *m* Mächtigkeit dazu, welche die Dolomitfazies der unteren Cassianer, Wengener und oberen Buchensteiner Zeit enthalten, welche über der Schubfläche und unter dem Niveau anstehen, in welchem die oberen Cassianer Schichten in die Dolomitfazies übergehen.

Das stufenweise Übergreifen des Dolomits über jüngere Horizonte der Tuff-, Mergel- und Kalkfazies gegen S ist im Diagrammschnitt (Fig. 22*a*) abgebildet.

Der tatsächliche Übergang der Cassianer Fazies in den Schlerndolomit an der Süd- und Westseite des Massivs vollzieht sich, wie gezeigt wurde, unter einem kleinen Winkel. Die einzige Stelle, wo Cassianer Schichten gegen den Dolomit unter einem steilen Winkel abstoßen, ist am Fassajoch unter dem Plattkofel, aber diese Lagerung fällt mit dem Durchziehen einer wichtigen Verwerfungsebene zusammen, und die Schichten sind stark gestört.

In den Dolomitfelsen des Plattkofels finden sich ungefähr 100 bis 120 *m* über ihrer Basis an der Südseite linsenförmige Vorkommen von Cipitkalken, welche *Cidaris*-Stacheln und Reste von lithodendronartigen Korallen enthalten und mit wechsellagernden Fetzen von grünen und braunen Tuffen, die kleine Cassianer Gastropoden führen, vergesellschaftet sind. Dies deutet auf eine höhere Terrasse der Cassianer Tuff- und Kalkfazies hin, welche mit dem Dolomit wechsellagert, gerade wie es in der Südwand von Fermeda und von der Nordwand von Sella und Schlern beschrieben wurde. Das Vorkommen am Plattkofel ist bestimmt jünger als die Cassianer Horizonte in den tiefer erodierten Wiesengebieten an seiner Basis. Es zeigt, daß hier wie in den anderen Massiven die Bedingungen, die für die Bildung der Cipitkalk- und Tufffazies günstig waren, von Zeit zu Zeit im Gebiet auftraten, wo sich sonst hauptsächlich Algenflora entwickelte.

Die Cipitkalke haben jedoch ihre Hauptentwicklung in den Grenzgebieten der Tuff- und Dolomitfazies und haben anscheinend einen Schelf eingenommen, der starken Strömungen oder der Brandung ausgesetzt war und im Bereich von Tuffeinstreuungen während vulkanischer Ausbrüche lag. Auf diese Art und durch die Anhäufung von Trümmermaterial bildete sich eine schützende Zone von Gestein am äußeren Rand der Algenterrasse aus (vgl. Fig. 13).

Die Cassianer Schichten am Sellajoch.

(Vgl. S. 121; Heft 2, S. 84, 85.)

Die Cassianer Schichten sind am Sellajoch und an den Südhängen der Ecke des Sellamassivs, welche man „Sellatürme“ nennt, gut entwickelt. Die Autorin wies hier auch das Vorkommen von *Pachycardia*-Tuffen mit *Pachycardia rugosa* und einer geringen Zahl von dickschaligen Bivalven nach, welche für die Fauna charakteristisch sind, in den gleichen Tuffen wie auf der Seiser Alpe. Die kleinen Formen, die für die Stuoresfauna charakteristisch sind, herrschen jedoch vor.[1] Man kann sie auch in großer Zahl im abgerutschten Gestein im Bacheinschnitt südlich der Sellatürme und auf einem Rücken, der vom Sellahaus in südwestlicher Richtung herunterzieht, finden.

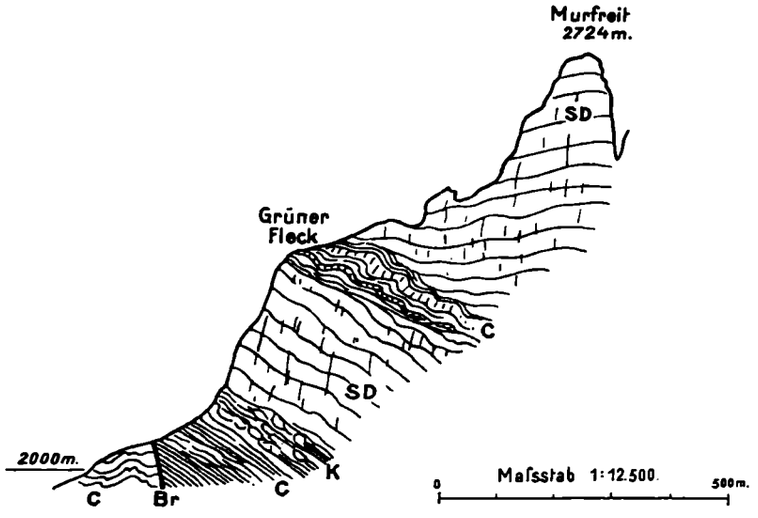


Fig. 20. Nordwestecke Sellamassiv; „Grüner Fleck“ von W gesehen. Ineinandergreifen von Schlerndolomit *(SD)* und oberen Cassianer Mergeln und Cipitkalklagen *(C)*. *K* = konglomeratisches Gestein an der Basis des übergreifenden Dolomits. *Br* = Bruchfläche.

Der Schlerndolomit der Sellatürme wird von einer Verwerfung durchzogen, welche die östliche Scholle gesenkt hat. In der westlichen Verwerfungsscholle ist eine geringe Mächtigkeit des Dolomits in konkordanter Lagerung über den oberen Cassianer Schichten erhalten.

Der nördliche Steilabsturz des Sellamassivs, vom Plan de Gralba unter dem „Grünen Fleck“ bis zum Grödener Joch, zeigt zweimal einen südlichen Übergang der höheren Horizonte der Cassianer Schichten in Schlerndolomit. Die Grenze der Dolomitbildung rückte hier gegen N während der Cassianer Zeit vor, rückte danach zurück und wieder während der oberen Cassianer Zeit vor. Es ist aber keine Dolomitfazies der Wengener Schichten im westlichen Sellaabhang erhalten. Die tieferen Felsen, die Mojsisovics für Wengener Dolomit gehalten hat, liegen im Val-Gralba-Gebiet auf einer wechsellagernden Gruppe von oberen Cassianer Tuffen, Mergelkalken und Cipitkalken (Taf. 17, Fig. 67).

[1] Es möge bemerkt werden, daß die Bezeichnung „Stuores“-Typus sich in den obigen Beschreibungen auf die Zwergfauna bezieht, die für das Wiesenland von Stuores bei St. Cassian charakteristisch ist und in diesem Gebiet sich sowohl in die unteren Cassianer Horizonte als auch in die obere Cassianer Stufe mit geringer Beimischung der dickschaligen Typen der „*Pachycardia*-Tuff“-Fazies fortsetzt. In Sett Sass, südlich von Stuores, und in den Enneberg- und Falzaregoabhängen erschienen viele neue Typen in den oberen Cassianer Schichten.

B. Raibler Schichten.

Zone des *Protrachyceras Aonoides*, Mojsisovics.

Schlernplateau.

(Vgl. Heft 2, S. 87, 88 und Übersichtstabelle.)

Der Touristensteig, welcher den Nordhang des Schlerns hinaufführt, vereinigt sich mit dem Steig, der vom Ochsenwald kommt, in einer Höhe von 1920 *m*. In diesem Niveau und noch etwa 80 *m* höher stehen Cipitkalke und Tuffe der oberen Cassianer Gruppe an.

Der Weg führt dann durch grauweißen, kristallinen Schlerndolomit, in welchem man noch hie und da zwischen den Schichten winzige Tuffschmitze sehen kann. Das Streichen ist im allgemeinen N 50° W und das Fallen 30° NO und wird in der Tiefe steiler.

In 2290 *m* Höhe zieht sich ein hervorragender Felsen mit diesem Auswärtsfallen den Abhang entlang, dann biegt er zu einem sanfteren Fallen gegen SW um, und an seiner oberen Fläche wechseln rote oder olivgrüne Tuffe mit dolomitischen Schichten in dünnen Lagen ab. In 2340 *m* Höhe werden die Tufflagen mächtiger und bilden mit dem Dolomit zusammen die schmale Terrasse in 2340 *m* Höhe.

Diese Schichtenfolge wird von der WNW-OSO-Verwerfung in ungefähr 2360 *m* Höhe geschnitten, welche zuerst von weiland Professor Rothpletz festgestellt wurde; dann erreicht man die Raibler Schichten der breiten Terrasse der Schlernalpe.

Die Serie der Raibler Gesteine auf der Schlernalpe, östlich vom Gipfel, ist folgende:

Im Hangenden: Dachsteindolomit.

9. Dolomitlagen, die zahlreiche Megalodonten enthalten — *Megalodus* cf. *carinthiacus* Boué.
8. Roter Lehm.
7. Dolomit mit Korallen, welcher dünne Bänke bildet, die mit rotem Lehm wechsellagern (= Zwischendolomit der Lokalität Raibl in der Klassifikation von v. Wöhrmann).
6. Roter Krinoidenkalk oder Dolomit.
5. Bräunlichrote und weiße Sandsteine, manchmal grün gefleckt, die enthalten: *Sphaerocodia*, *Trigonodus rablensis* Gredl., *Myophoria Kefersteini*, *Pachycardia Haueri* usw.; gelegentlich dünne Lagen von rotem Mergel mit Limonit; sandige Kalke mit Korallen; *Thecosmilia Rothpletzi*.
4. Limonitreiche rote Mergel; wechsellagernd mit dolomitischen Rauhwacken und Kalken und dünnen Bänken von Korallen- und Krinoidenkalk. Enkrinitenkalk.
3. „Geschichtete Dolomite", in welchen man selten Korallenreste und Bivalvenspuren finden kann (*Mysidioptera latifissa* Broili).
2. Tuff und Augitporphyritlava.
1. Schlerndolomit.

Bevor wir mit anderen Profilen weitergehen, sollen die Untersuchungen von v. Wöhrmann erwähnt werden, welche sichere Grundlagen für das Studium der Raibler Schichten in den Ostalpen und die Erkennung der gleichzeitigen Fazies in verschiedenen Lokalitäten[1] abgeben.

Wöhrmann gab den Namen „Zwischendolomit" einer Dolomitlage, welche in der typischen Folge der Raibler Schichten bei Raibl zwischen der oberen oder „Torer"gruppe der Raibler Schichten mit *Ostrea montis caprilis* usw. und der unteren Raibler Gruppe oder den „Lunzer Sandsteinen" mit *Myophoria Kefersteini* usw. vorkommt. Er verglich seine Lage mit dem „Grenzdolomit" (Übergangsdolomit) der germanischen Trias und betrachtete ihn als Andeutung einer Periode von Seichtwasserbedingungen während der Raibler Zeit. In seiner tabellarischen Aufzählung der verschiedenen Entwicklungen der Raibler Schichten in verschiedenen Teilen der Ostalpen reiht Wöhrmann den „Dolomit mit Korallen" auf dem Schlernplateau (Nr. 7 in obigem Profil, vielleicht mit Einschluß von Nr. 6) als das Äquivalent dieses Grenzhorizonts ein. Er betrachtet die Horizonte darüber, auf dem Schlernplateau, als einen fossilienarmen Repräsentanten, der oberen oder „Torer"Gruppe von Raibl und die sehr fossilienreichen „roten Schlernplateauschichten" unter der Grenzschichte als den obersten Teil der unteren Raibler Gruppe von Raibl.

Die geschichteten Dolomite des Horizonts Nr. 3 in obigem Profil am Schlern werden von Wöhrmann in einen mittleren Horizont der Raibler Gruppe eingereiht und die Tuffe und Laven als der tiefste Horizont, also von gleichem Alter wie die bekannten „Fischschiefer" von Raibl.

Was die fossilführende Fazies der unteren Raibler Gruppe in den Dolomiten betrifft, schrieb v. Wöhrmann im allgemeinen folgendes:[2] „Die Fauna der unteren Raibler Schichten ist mit wenigen Veränderungen genau dieselbe Litoralfauna, wie wir sie an den Hängen der Tuffkegel zur Cassianer Zeit (mittlerer Muschelkalk) gefunden haben" (1894, l. c., S. 38).

Die Tuffe, Tuffbreccien und Laven der unteren Raibler Schichten keilen am Schlern an der Nordseite des Plateaus aus, und der geschichtete Dolomit liegt dort direkt auf typischem, porösem, ungeschichtetem Schlerndolomit, welcher in einem Teil seiner Entwicklung dort auch eine dolomitische Fazies der tiefsten Raibler Horizonte repräsentieren könnte. Mojsisovics hat jedoch die Raibler Horizonte nicht in eine dolomitische und eine nichtdolomitische Fazies geteilt. Er zog die höchsten Horizonte des typischen Schlerndolomits mit der Cassianer Dolomitfazies zusammen.

[1] v. Wöhrmann, „Die Raibler Schichten" (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt), Wien 1893, S. 769 ff. — v. Wöhrmann und Koken, „Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau" (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1892).

[2] v. Wöhrmann, „Alpine und außeralpine Trias" (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1894, Bd. II, S. 38).

Ein interessantes charakteristisches Merkmal für die Tuffe und Breccien am Schlernplateau ist, daß sie viele kleine Augitporphyritgerölle enthalten, stark verwittert, wie diejenigen in den Roßzähnen (S. 136ff.). Diese stammen wahrscheinlich von Gipfeln von Tuffhügeln, welche hier über das seichte Meer in der oberen Cassianer und Raibler Zeit als Inseln emporragten.

Die „Schlernplateauschichten".

Die Aufschlüsse an den gegenüberliegenden Seiten der Schlernklamm weichen in einem oder dem anderen Detail voneinander ab und erscheinen daher hier kurz in parallelen Kolumnen. Die Fossilien werden vollständiger in einem späteren Teil der Arbeit erscheinen (Heft 2, S. 88, Taf. XII).

Ostseite.	Westseite.
Im Hangenden: Dachsteindolomit der Petzspitze.	Nicht erhalten.
Raibler Schichten:	
9. Sandiger Dolomit voll Megalodonten.	9. Nicht erhalten.
8. Feiner roter Mergel und Lehm, stark von Blockgeröll von Nr. 9 verhüllt.	8. Nicht erhalten.
7. Gelbe, fossilführende Kalke und Dolomit.	7. Gelbe, fossilführende Kalke und Dolomit mit Korallen 7 *m*
6. Kalk mit Konkretionen und roter Krinoidenkalk (*Sphaerocodia* tritt auf).	6. Kalk mit Konkretionen und roter Krinoidenkalk (*Sphaerocodia* tritt auf) . . . . . 6 *m*
5. Mergel und Sandsteine mit Fossilien (Lumachellenbänke); *Fimbria (Corbis) Mellingi* Hauer sp., *Hörnesia Johannis Austriae* Klipst. usw.	5. Mergel und Sandsteine voller Fossilien . . . . 3—4 *m*
4. Gefleckter, grünlicher, dolomitischer Kalk und sandiger Kalk mit Korallen.	4. Gefleckter, grünlich verwitternder dolomitischer Kalk und roter sandiger Kalk mit Korallen . . . . . 2 *m*
3. Rote Mergel, in welchen Bivalven häufiger sind als Gastropoden, z. B. *Myophoria Kefersteini, M. fissidentata, Pachycardia Haueri, Trigonodus rablensis*, sonst wie an der Westseite.	3. Rote Mergel mit zahlreichen Gastropoden; *Tretospira multistriata, Patella J. Böhmi, Myophoria Kefersteini, Pachycardia Haueri;* Pflanzenreste usw. Brauner, sandiger, poröser Dolomit mit *Cidaris*-Stacheln und Enkrinitresten; feine Breccien, in welchen gerollte Bruchstücke von Augitporphyrit vorkommen . . . . . 6—7 *m*
2. Gutgeschichteter, blasser Dolomit.	2. Gut geschichteter, blasser Dolomit . . . . . 10—12 *m*
1. Tuffe und Lava.	1. Eruptive Gruppe, bestehend aus: *c)* oberen Tuffen von feinen Gängen durchzogen, *b)* Melaphyr, *a)* sehr dunklen Tuffen.
Im Liegenden: Schlerndolomit.	

Während obige Schichtenfolge die am besten bekannte ist, so ist es interessant, damit die Raibler Schichten im Ostteil des Plateaus zu vergleichen. Dort kommen die Raibler Schichten der Roterdespitze ganz nahe, sind aber im S der WNW-OSO-Verwerfung gegen sie abgesunken. Der höchste Punkt, den die Raibler Schichten hier erreichen, liegt in 2563 *m* Höhe, nur um 1 *m* tiefer als der Petzgipfel im Dachsteindolomit im westlichsten Teil des Schlernplateaus.

Die Schichtenfolge in der abgesunkenen Scholle ist folgende:

Höhere Horizonte denudiert:

8. Grauer und blaßorangefarbener Kalk mit Konkretionen; einige Lagen sind sandig und enthalten eine rote Schalenbreccie. Korallen sind in den porösen Kalken vorhanden . . . . . 6—7 *m*

7. Grauer Krinoidenkalk, sehr hart und mit vielen Echinodermenresten; einige Lagen sind sehr klumpig und knollig . . . 8—10 *m*

6. Gefleckter, roter oder grünlicher und bräunlichgelber Sandstein, in manchen Lagen als Konglomerat mit gerundeten Geröllen, manchmal auch als graue Breccie voll von zerbrochenen Schalen entwickelt. Rote Bohnerzkonkretionen sind in manchen Lagen sehr zahlreich. Die tieferen Horizonte sind dunkelrote Sandsteine, voll mit der Alge *Sphaerocodium Bornemanni* Rothpl., *Myophoria Kefersteini, Trigonodus rablensis* . . . . . 6 *m*

5. Blaßbraune, poröse Rauhwacke mit grünen Flecken, wechsellagernd mit grauem, sandigem Kalk voller Echinodermenreste und auch Korallenkalk, bestehend aus mehr oder weniger zusammenhängenden Lagen oder konkretionenartigen roten Blöcken von Kolonien bildenden Formen; Bohnerz tritt in vielen Horizonten auf . . . . . 8 *m*

4. Rote, plattige Sandsteine, voll mit *Sphaerocodia*; im unteren Teil rote und weiße Sandsteine, mit roten Mergeln voller Sumpfeisenerzkonkretionen wechsellagernd . . . . . 12 *m*

3. Blasser, bräunlichgelber Dolomit, gutgeschichtet, in mächtigen Lagen, manchmal mit Röhrenstruktur wie von Korallen gebildet, aber stark verändert und kristallin. Dieser Dolomit wechsellagert in den höheren Horizonten mit septarienreichem, bräunlichrotem Sandstein . . . . . 10 *m*

2. Tieferdroter oder orangeroter, stark poikilitischer Dolomit, welcher nach unten zu in grauweißen, gutgeschichteten, kristallinen Dolomit übergeht . . . . . 15 *m*

1. Schwarze Tuffe und Lava . . . . . 25—30 *m*

An der Basis: Schlerndolomit.

Das Streichen der Sandsteine im unteren Teil der Serie ist N 80° O, das Fallen 20° N.

Die Tuffe liegen konkordant auf Schlerndolomit. Die untersten Horizonte sind feine Tuffbreccien, meistens aus kleinen, stark zersetzten, gerundeten Geröllen und grünen Bruchstücken von Augitporphyrit, manchmal untermischt mit Kalkbruchstücken zusammengesetzt. Die Breccien sind am Kontakt mit dem Dolomit bräunlich und eisenhaltiger. Die Lagen über den feinen Tuffbreccien sind lose verbundener Tuff, oft von schlackenartigem Aussehen. Die Schichten sind unregelmäßig von einem Lagergang von sehr stark amygdaloidalem und geädertem Augitporphyrit durchzogen. Dieses Gestein verwittert dunkelrot und blaßgrün, ist erfüllt von kalzitischen Mandeln und erzeugt ein dunkles, eisenhaltiges Geröll.

Die Tuffe über dem Lagergang sind sehr schwarz und feiner als die darunter. Sie enthalten kaum irgendeine Kalkbeimischung, aber manchmal kleine Bruchstücke von verschiedenen Lavaarten. Tuffe von diesem Charakter kommen als langer, zusammenhängender Zug vom Pletschental, etwas weiter westlich, die ganze Süd- und Westwand des Schlerns hindurch bis zur Schlernklamm vor. Im Gebiet des Schlerngrabens, nördlich vom Mittagskofel, liegt der Augitporphyrit auf einer Basis von Dolomit und schneidet fast horizontal durch mächtige Lagen des Dolomits, welche 25° bis 30° gegen NNO fallen. Die Tuffe über der Lava sind gröber und aschenähnlicher als bei der „Roterde". Sie liegen konkordant auf der Lava.

Ohne Zweifel sind diese Tuffe an der Basis des geschichteten Dolomits den höchsten Tuffen sehr ähnlich, welche im südlichen Teil des Roßzähnerückens anstehen (vgl. das Profil zwischen den Punkten 2518 *m* und 2420 *m*, S. . .).

Sie liegen dort auf stark gefärbtem Cipitkalk, der mit Tuffen wechsellagert, und auf sie folgen der rote, orangefarbige und graue Dolomit des Roßzähnerückens. In diesem Profil, westlich von der Roterde, ist der gutgeschichtete blaßgraue und poikilitische Dolomit zwischen ihnen und den Raibler fossilführenden Sandsteinen ungefähr 65 *m* mächtig. Nach diesen beiden Profilen wäre der geschichtete Dolomit die Fortsetzung des gezähnten Dolomitrückens der Roßzähne. Wenn man ihn nach W verfolgt, so sieht man, wie er stufenweise an Mächtigkeit abnimmt, und bei der Schlernklamm ist er nur mehr ein Band von 10 bis 12 *m* Mächtigkeit.

So ist also diese geringe Dolomitmächtigkeit an der Westseite des Schlerns alles, was die Sandsteine, welche die typischen unteren Raibler Fossilien enthalten, von den Tuffen trennt, welche durch die Kartierung und die mineralogische Untersuchung mit denen identifiziert werden können, welche in die obersten Horizonte der oberen Cassianer Schichten der Roßzähne und des Nordhangs des Schlerns eingelagert sind.

Kurz gesagt, das Profil im Ostabschnitt des Schlerns wäre folgendermaßen zu interpretieren:

Nr. 8 bis 3 = 53 *m* Raibler Schichten (unvollständig).

Nr. 2 = 65 *m* Dolomit (gutgeschichtet).

Nr. 1 = Obere Cassianer Tuffe und Lava — das gleiche, wie die Gruppe, die auf den Cipitkalken im Nordteil der Roßzähne und im Alplrücken liegt.

Wenn man die höchsten Horizonte der Raibler Schichten, die hier denudiert sind, dazurechnet, so kann man die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit der Raibler Stufe auf ungefähr 75 *m* schätzen. Der geschichtete Dolomit Nr. 2 geht in seinen oberen Horizonten allmählich in hellgefärbten Dolomit über, welcher mit Raibler Sandsteinen wechsellagert.

Wenn wir dieses Profil mit dem Roßzähneprofil im nördlichen Teil, unter dem Punkt 2460 *m*, vergleichen, so können wir einige sehr interessante Schlüsse ziehen (S. 137). Die höhere Tuffgruppe, welche die Hauptmächtigkeit im Alplrücken zusammensetzt, keilt unter dem Punkt 2460 *m* aus. Am Punkt 2460 *m* liegt Schlerndolomit auf Tuffen, die mit dünnen Dolomitlagen wechsellagern, und unmittelbar nördlich davon sind kleine Gänge von Augitporphyrit vorhanden, welche Lagergänge nach N und S entsenden. Südlich von diesem Punkt liegt der Schlerndolomit auf rotem, brecciösem Dolomit.

Die Tuffe in Nr. 3 dieses Roßzähneprofils und die Lava, die damit vergesellschaftet ist, sind die Eruptivgesteine, welche die Autorin mit dem Vorkommen unter dem geschichteten Schlerndolomit in den vorhergehenden Profilen des Schlernplateaus identifizieren möchte.

Diese Tuffe fehlen am Roterdegipfel und Rücken. Aber der geschichtete Schlerndolomit ist viel mächtiger als in den anderen Teilen und erreicht eine Mächtigkeit von 150 bis 200 *m* in der „Platten" oder im höheren Teil des Schlernnordabhanges. Er ruht auf den Tuffen des Roßzähneosthangs.

Wir dürfen daraus schließen, daß das Gebiet der Roterde im ganzen relativ höher gewesen war als die Roßzähne zu der Zeit, als die oberen Tuffe ausgeworfen wurden. Letzteres war offenbar, wie das Ineinandergreifen der Tuffe und des Dolomits und das Vorkommen von brecciösem Dolomit zeigt, eine Randzone zwischen den Faziesgebieten, während die rasch anschwellende Mächtigkeit des Dolomits in Roterde und Platten auf eine für das organische Leben günstigere, geschützte Lage hinweist. Diese Lage schien damals mit dem sanften Rücken einer Terrasse in fast ostwestlicher Richtung zusammenzufallen, auf deren nördlichen und südlichen Abhängen die Tuffe hoch in die *Pachycardia*-Tuffserie noch eine Zeitlang hinaufreichen. Die Hauptquelle für die Tuffe und Laven war, wie die Autorin in den vorhergehenden Kapiteln dieser Arbeit gezeigt hat, eine Eruptivspalte, welche sich von der Galgemühl zum Frötschbach längs der nördlichen Kante erstreckte, die jetzt das Schlernmassiv bildet. Die Tuffe breiteten sich hauptsächlich über das nördliche Gebiet der Seiser Alpe aus, welches niedriger war als das südliche, und sie verbreiteten sich nur über den südlichen Schelf, wenn und wo von Zeit zu Zeit lokale Bedingungen ihn auf ein genügend tiefes Niveau brachten. In den Stellen, wo die Ablagerung der Dolomitfazies sehr rasch vor sich ging, reichten Vorstöße der Tuffe am wenigsten hinein.

Die Tuffe, die am Nordhang des Schlerns zwischen 1900 *m* und 2000 *m* ober dem Dolomit am Ochsenwald anstehen, sind Zeugen einer Vorstoßperiode, und es ist die gleiche Tuffgruppe, welche in viel geringerer Mächtigkeit unter dem geschichteten Dolomit in der Südwand erscheint.

Im Gamsteig- oder Burgstallgebiet sind sie aber nicht vorhanden. Daher zeigt ihre Verbreitung, daß gewisse Ungleichmäßigkeiten in der Gestalt der submarinen Terrasse in der oberen Cassianer Zeit bestanden. Sowohl im O als auch im W scheinen relativ höhere Gebiete in der Roterde, im Santner und im Burgstall gewesen zu sein, wo die Oberfläche der Terrasse oberhalb des Bereiches der Tuffe lag. Wir sehen daher, daß die Bedingungen für das Gedeihen der Fauna und Flora innerhalb eines schmalen Raumes sehr wechselreich waren.

Südlich vom Gebiet des Petzgipfels und vom Schlerngraben liegt noch ein Vorkommen von Tuffen in einem tieferen Horizont im Mittagkofel. Sie sind 35 bis 40 *m* mächtig und zeigen in einigen Lagen sphäroidale Verwitterung, in anderen echte Bombenstruktur. Die Bombentuffe sind zwischen feinere und gröbere Tuffbreccien eingelagert, in welchen die Einschlüsse aus Geröllen von Porphyrit und Kalk bestehen. Dünne Lagergänge von Augitporphyrit dringen in sie ein und sie zeigen Kalzitadern. Kohlige Bruchstücke von Landpflanzen sind in den Tuffbreccien erhalten.

Mit Hilfe der Tuffe kann man folgende Hauptunterabteilungen in den verschiedenen Teilen des Schlernmassivs unterscheiden, die auf dem Schema, das für die Roßzähne gegeben wurde, basieren. Die höheren Horizonte der Raibler Schichten sind ausgelassen, da sie unregelmäßig denudiert sind.

Roßzähne.	N-Schlern.	S-Schlern.
5. (Denudiert.)	5. Rote Schlernplateau-Sch.	5. Rote Schlernplateau-Sch.
4. Geschichteter Dolomit mit brecciöser Struktur an der Basis.	4. Geschichteter Dolomit der „Platten". Enthält gelegentlich Korallenreste und Echinodermen.	4. Geschichteter Dolomit unter der Schlernalpe. Enthält in den höchsten Horizonten Korallenkolonien, wechsellagernd mit Sandsteinen, die Sphaerocodien enthalten.
3. Feine Tuffe mit Zwischenlagen von dünnen Dolomitbänken; gleichzeitige kleine Lagergänge.	3. Feine Tuffe mit Zwischenlagen von Dolomit ungefähr von der 1880-*m*-Isohypse bis zur 2000-*m*-Isohypse.	3. Feine Tuffe und Laven.
2. Poröser und brecciöser Dolomit, der im Alpl in Cipitkalke und Breccien übergeht, die mit *Pachycardia*-Tuffen wechsellagern.	2. Untere linsenförmige Zone von Dolomit. Nimmt am Ochsenwaldbach an Mächtigkeit ab und geht unter dem Gamsteig in *Pachycardia*-Tuffe über.	2. Dick gebankter oder massiger, poröser Dolomit des Schlerngrabens bis zum Pletschental.
1. Tuffe, Tuff- und Porphyritbreccien und Lagergänge von Augitporphyrit.	1. Cassianer Schichten.	1. Tuffe, Eruptivbreccien und Lagergänge vom Mittagkofel.

Sedimentfolge im Grenzgebiet nördlich des Schlerns.

Wir wollen nun die Schichtenfolge nördlich des Schlerngebiets von der Buchensteiner bis zur Raibler Zeit verfolgen.

Die submarine Terrasse, auf welcher sich die Kalk- und Dolomitgesteine in der Buchensteiner oder der oberen Buchensteiner Zeit zu bilden begannen, breitete sich anscheinend in westnordwest—ostsüdöstlicher Richtung vom Santner und Schlerngrabengebiet bis zu den Vajolettürmen und dem Rosengarten aus.

Während der oberen Buchensteiner, Wengener und Cassianer Zeit fand das Eruptivmaterial von N oder O verschieden weit in dem sich absenkenden Raum gegenüber der gehobenen Scholle Zutritt, während sich das Kalkdolomitgestein ohne Unterbrechung am höheren Plateau im SW bildete. Während der Wengener Zeit breitete sich die Tufffazies am Nordabhang nur ganz wenig weiter nach S aus als die oberen Buchensteiner Tuffe.

In den älteren Cassianer Zeitabschnitten gab es eine lokale Vertiefung in der Grenzzone zwischen dem submarinen Schelf des Schlerns und der Depression der Seiser Alpe, welche es den Tuffen ermöglichte, leicht das Gebiet von „Platten" am Nordhang und noch weiter südlich das Gebiet von Mahlknecht zu erreichen.

Die Aufschlüsse am Ochsenwaldbach zeigen, daß der Schlerndolomit dieser Periode hier im N der submarinen Terrasse auskeilte und den Cipitkalken und Tuffschichten am Gehänge der Alpe Platz machte. Während dieser Zeit war Kreuzschichtung in den Mergeln und tuffigen Kalken im Gebiet der Seiser Alpe sehr verbreitet.

In der nächstfolgenden Periode der „*Pachycardia*-Tuffe" reichten die vulkanischen Ergüsse in geringem Maß bis in die Dolomitentwicklung am Schlern, sowohl von N als auch von O. In der Spalte selbst sammelten sie sich zu solcher Mächtigkeit an, daß sie sie eventuell sogar verstopften. Anscheinend war damals ganz in der Nähe der Roßzähne eine kleine Landoberfläche.

Später wurde der Meeresboden ebener, und unter den Bedingungen des seichteren Wassers und dem Aufhören der vulkanischen Ausbrüche verbreitete sich die Dolomitbildung weiter nach N und breitete sich endlich bis zum Grünserbüchl über das ehemalige Spaltengebiet hinüber aus.

Da der Grünserbüchl kleine Erosionsreste des geschichteten Dolomits aus dem Übergang der Cassianer zur Raibler Periode zeigt, könnte man erwarten, daß auch Spuren der Raibler Sandsteine vorkommen könnten; das ist aber nicht der Fall.

In den anderen Teilen der Alpe, in der Nähe des Spitzbüchls, in der Cipitalpe und auf dem Tschafornrücken werden die obersten Cipitkalke grauer, mergeliger und dolomitischer. Aus diesem Grund, zusammen mit dem vollständigen Fehlen der Raibler Sandsteine, erscheint es wahrscheinlich, daß sich der geschichtete Dolomit in der Alpe wie an den Roßzähnen über die Cipitkalke ausbreitete und daß die Raibler Sandsteine hier tatsächlich nicht auf den Cipitkalken lagen, wie manchmal angenommen wurde.

Längs des Nordrandes des Schlerns greifen, wie gezeigt wurde, der obere Cassianer Tuff und der Dolomit gleichen Alters fingerförmig ineinander und müssen sich dort auf einem damaligen sanft geneigten Abhang, der sich vom höheren Teil der Terrasse im S herabzog, angesammelt haben.

Es gibt kein Anzeichen, daß eine senkrechte Riffwand existiert hätte. Gleichzeitig kommen häufig Korallenreste am Nordhang des Schlerns vor, und, wie die Autorin schon oft betont hat, erscheinen sie zwischen dem Dolomit in langen linsenförmigen Massen oder lokalisierten Zonen, in ganz ähnlicher Art, wie die Cipitkalke in den Tuffen auftreten. Diese kann man gewiß als Riffbildungen bezeichnen, jedoch ist ihr Anteil an der Mächtigkeit des Dolomits, soweit man sich direkt überzeugen kann, nur ein geringer.

Die Autorin stellte sehr sorgfältige Untersuchungen über die Verteilung der Korallen in dem Dolomit an. Sie fand, daß lokalisierte Korallenbänke an vielen Teilen des Dolomits am Nordabhang des Schlerns vorkommen, daß sie aber am Südabhang spärlich in den Horizonten des geschichteten Dolomits auftreten, und öfter in der massigen Schlerndolomitentwicklung im Pletschental, Schlerngraben und im Gebiet des Mittagkofels, gleich unterhalb der Tuffe.

Die Verteilung deutet daraufhin, daß die Korallen im Schlerngebiet der Dolomitfazies ihre Hauptentwicklung während der Cassianer und Raibler Periode hatten und daß sie am besten auf der Nordseite des Schlerns gegen das Tuffgebiet zu gediehen sind.

Die Raibler Schichten
im Langkofelmassiv und östlich von der Incislesalpe.

Die Raibler Schichten zeigen im Langkofelmassiv nur eine geringe Entwicklung. Hoernes[1] und Weller[2] haben sie als eine Gruppe beschrieben, die aus drei Hauptgesteinsarten besteht. Die obersten Lagen sind gelber, sandiger Dolomit mit dürftigen Landpflanzenresten; sie liegen auf roten Kalkschichten, und die untersten Horizonte sind Lumachellenkalke mit *Myophoria Kefersteini*. Die ganze Gruppe liegt auf gutgeschichtetem Dolomit, so wie die Übergangsgruppe am Schlern. Die Schichten sind am besten am Langkofeleck entwickelt, und Spuren davon sind auch auf der Grohmannspitze erhalten. Auch am Plattkofel finden sich einige Erosionsreste.

Eine andere Entwicklung der Raibler Schichten finden wir in den Gesteinen östlich von der Incislesalpe, welche das ausgedehnte Puezmassiv und Gardenazza flankieren. Die Felsen, welche fast senkrecht von der moränenbedeckten Ebene bei der Regensburger Hütte aufsteigen, bestehen aus Schlerndolomit, der in seinem Hauptteil ganz gut geschichtet ist, und zwar dünnplattiger, wo er die hohe Ebene oder Terrasse in 2600 *m* zu bilden beginnt.

Darauf folgen dünngeschichtete blaßgraue oder graulichweiße, weichere Lagen von dolomitischen Schiefern. Dann folgt eine Einschaltung von rötlichen Breccien und mächtigen Bänken von hartem, sandigem Dolomit, in welchem spärliche Exemplare der typischen Myophorien vorkommen. Dünne eisenhaltige Mergel von roter, brauner und gelber Färbung sind gelegentlich eingeschaltet.

Die obersten Horizonte sind blasser und wieder schiefrig, und auf sie folgt dünngeschichteter Dolomit, welcher gegen oben in mächtigere Schichten und auf diese Art in Dachsteindolomit übergeht. Die ganze Schichtenfolge der Raibler Schichten ist ungefähr 40 *m* mächtig.

Dieses Beispiel mag genügen, um zu zeigen, daß die Dolomitentwicklung in diesem nördlichen Teil während der Raibler Zeit sehr wenig unterbrochen wurde. Aber die Bedingungen wurden in den höheren Horizonten immer gleichartiger, und mit dem Dachsteindolomit begann eine Periode, in welcher ähnliche Bedingungen über weite Gebiete herrschten, und die Fauna zeigte, selbst dort, wo sie abgeschlossen war, einen viel normaleren, marinen Typus, was auf Bedingungen des offenen Meeres hindeutet.

Die oben beschriebenen drei Gebiete sind die einzigen innerhalb der Distrikte von Fassa und Gröden im Bereiche der Karte, wo Raibler Schichten erhalten sind. Aus diesen isolierten Vorkommen kann man kein allgemeines Bild von der Entwicklung der Raibler Schichten in den Dolomiten erhalten, und daher möchte die Autorin kurz über einige andere Lokalitäten, die sie in früheren Jahren besucht hat, berichten. Die Fossilien, die sie damals in den Gebieten von Cortina und Falzarego in Raibler Horizonten und in den Übergangshorizonten mit einer aus Cassianer und Raibler Typen gemischten Fauna gesammelt hat, erregten zu dieser Zeit großes Interesse und wurden Baron v. Wöhrmann und dem verstorbenen Dr. Bittner zur vollständigen Beschreibung in ihren speziellen Studien und Monographien der Raibler und Cassianer Faunen übergeben.

Baron v. Wöhrmann legte besonderes Gewicht auf ihre Auffindung des *Myophoricardium lineatum* v. Wöhrmann, zusammen mit *Myophoria Whateleyae* in den „Schlernplateau"-Raibler Horizonten bei Cinque Torri in der Nähe von Falzarego, da sie eine bestimmte paläontologische Zone vertritt, welche den Schlernplateauschichten in Südtirol und den *„Cardita"*-Schichten in den Nordalpen gemeinsam ist. *Myophoricardium lineatum* ist besonders häufig in einem oberen Horizont der *„Cardita"*-Schichten in Nordtirol und ist auf diesen Horizont beschränkt, welcher unter der höchsten Gruppe der Raibler Schichten („Torer" Gruppe) liegt.

Raibler Schichten im Sellamassiv.
(Vgl. Taf. XI, Fig. 38.)

Das Sellamassiv, welches die östliche Fortsetzung der Langkofelschichtenfolge ist, enthält ausgedehnte Flächen, in welchen Raibler Schichten anstehen. Sie sind am östlichen und westlichen Rücken der Einsenkung von Val la Sties aufgeschlossen, welche sich vom Sellamassiv zu den Rojahütten an der Ostseite der Rodella herabzieht. Die Raibler Schichten nehmen die hohe Terrasse zwischen den senkrechten Felsen von Schlerndolomit und denjenigen des Dachsteindolomits ein.

Die Gesteinsfolge ist nachstehende:

Im Hangenden: Dachsteindolomit.

Raibler Schichten.

6. Leuchtend rote, violette oder grünliche Mergel mit blaßgefärbten, feinen Kalkbreccien wechsellagernd.

5. Eisenhaltiger, rötlicher, sandiger Dolomit, dünngeschichtet, mit einigen mächtigeren Dolomitlagen wechsellagernd.

[1] Hoernes, Literaturliste, 1875. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines.

[2] Weller, Literaturliste, 1920 (Tübingen).

4. Braune, fossilführende Sandsteine mit *Perna Bouei* und *Ostrea montis caprilis*.

3. Dolomit und Dolomitschiefer mit einer Einschaltung von einer Bank Korallen führenden Dolomits (Zwischendolomit).

2. Schlerndolomit von poröser Struktur und mit Schichtenflächen, die manchmal ganz leicht zu verfolgen sind, manchmal nicht sehr deutlich.

1. Entwicklung von Cipitkalken und feinem Tuff. Geht nach unten zu in eine Wechsellagerung von Mergeln und Kalken mit Cassianer Fossilien über.

Die Raibler Schichten nehmen auf der Terrasse eine fast horizontale Lage ein, zeigen aber leichte Faltungen, die sie als weichere Gruppe viel leichter angenommen haben als die Dolomitgesteine darunter. Diese zeigen steile Spaltrisse, und schmale Zonen gefalteter Raibler Schichten ziehen sich zwischen den Spaltblöcken des darunterliegenden Dolomits herab.

Es soll bemerkt werden, daß hier keine Entwicklung der „roten Schlernplateauschichten" unter dem Horizont des Zwischendolomits vorhanden ist; diese Gruppe ist in der Fazies des geschichteten Schlerndolomits entwickelt.

Die Entwicklung der Raibler Schichten im Val la Sties setzt sich rund um den südlichen (Pordoi)-Teil des Sellamassivs fort und ist an der Ostseite im „Vallon" vorhanden. Sie treten hier ungefähr 350 *m* unter den Raibler Schichten in der Überschiebungsmasse der Boèspitze (3152 *m*) auf. Als ein Teil der Überschiebungsmasse liegt eine Gruppe von Raibler Schichten diskordant auf dem Dachsteindolomit der Punta di Larsei an der Ostseite des Sellamassivs.[1] Die Gruppe unterscheidet sich von derjenigen der untern Masse im Vallon dadurch, daß sie eine weniger dolomitische Entwicklung der Horizonte unter dem „Zwischendolomit" zeigt. Rote, sandige Mergel treten auf mit *Myophoria Kefersteini* und anderen typischen Fossilien, die denen der „roten Schlernplateauschichten" entsprechen (vgl. Profil, S. 195).

Raibler Schichten am Sett Sass.

Die Raibler Schichtenfolge[2] an der Westseite des Sett-Sass-Berges, zwischen Valparola und dem Wiesenland von Stuores, ist die folgende (von den Horizonten 4 bis 8):

Im Hangenden: Dachsteindolomit.

8. Weißer oder blaßgrauer, dünngeschichteter Dolomit mit *Megalodus*-Kernen.

7. Rote, violette oder grünliche, dolomitische Mergel mit einzelnen Fossilien. Bruchstücke von Tuffgesteinen und Kalk wurden über den Mergeln und unter dem grünlichen Dolomit gefunden.

6. Feine Konglomerate, aus lebhaft gefärbten Mergeln und mehr oder weniger gerundeten Dolomitfragmenten zusammengesetzt, zementiert durch einen weißen, sandigen Dolomit.

5. Zwischenlagerung von bunt gefleckten, eisenschüssigen dolomitischen Mergeln, dünngeschichtetem Dolomit und dolomitischen Kalken. Rotes Bohnerz erscheint in Menge.

4. Rötliche oder gelbbraune Sandsteine mit gut erhaltenen Fossilien, enthaltend *Myophoria Kefersteini, Trigonodus roblensis* und andere Raibler Typen; wechsellagernd mit Lagen von blassem Dolomit und dolomitischem Kalk mit *Cidaris*- und Korallenresten.

3. Blaßgrauer, kristalliner „Schlerndolomit" des Sett Sass, enthaltend *Diplopora annulata* Schafh., gelegentlich Korallen und Steinkerne von Gastropoden. Diese Stufe ist größtenteils ein kristalliner Kalk.

2. Zwischenlagerung von Schiefern, gelb verwitterndem Kalkstein mit Korallen- und Echinidenresten und der Fauna der mergeligen oberen Cassianer Schichten.

1. Dolomit und dolomitischer „Cipit"kalk des „Richthofen-Riffs", aufgebaut aus zwei dicken Bänken. An der Basis Cassianer Tuffe und Kalke.

Die Dolomitmasse des Sett Sass ist beiläufig 150 *m* mächtig in ihrem südlichsten Teil und nimmt rasch auf die Hälfte ihrer Mächtigkeit gegen NNO ab, wo sie von einer WNW—OSO streichenden Verwerfung abgeschnitten ist. Die Mächtigkeitsabnahme kann man an der Ostseite gegen den Lago Valparola zu sehen; an der Westseite sind die Verhältnisse durch eine NNO—SSW streichende Verwerfung gestört. In den Dolomitfelsen des Sett Sass fand die Verfasserin an einer Anzahl von Stellen des Ostabhanges *Diplopora annulata* Schafh., die bisweilen ganze Bänke bildet. Anderseits weist im „Richthofen-Felsen" und in den kalkig-dolomitischen Schichten, mit denen jener verkeilt ist, die Blockstruktur und das gelegentliche Vorkommen von Korallen und *Cidaris* auf eine Korallenbildung hin. Deren größte Mächtigkeit beträgt beiläufig 50 *m*.

Ein Vergleich dieses Profils mit den Profilen des Schlernplateaus und des Roterdeprofils am Schlern zeigt auf den ersten Blick die wichtigsten Beziehungen.

In beiden kommt eine rasch an Mächtigkeit wechselnde Dolomitmasse zwischen der höchsten Mergel- und Kalkgruppe vor, welche eine typische Cassianer Fauna enthalten, und den untersten Sandstein- oder Mergelhorizonten, welche eine typische „Raibler" Fauna enthalten. Die Schichtengruppe unmittelbar unterhalb von Sett Sass[3] enthält eine reiche Fauna, welche hauptsächlich Beziehungen zu den höchsten Horizonten von Prelongei und Stuores zeigt. Unter den Fossilien finden sich *Gryphaea arcta* Craun, *Spiriferina Frechii* Bittner sp.; *Myophoria Whateleyae* Buch. sp.; *Naticopsis neritacea* Münst. sp.; *Turritella subtilistriata* Klipst.; *Arcestes bicarinatus* Münst.; *Cassianella decussata* Münst. sp.; *Avicula Gea* d'Orb.; verschiedene Echinodermenreste sind vorhanden, und die Korallenarten sind hauptsächlich *Cladophyllia, Thecosmilia, Montlivaltia*. Die ganze Gesellschaft macht den Eindruck von einer ausgesprochen oberen Cassianer Fauna.

Die Schlerndolomite von Sett Sass folgen auf diese obere Cassianer Gruppe in der Profillinie konkordant; wenn man sie aber nach N verfolgt, so sieht man, daß sie auf jüngere Mergelhorizonte folgen, welche mit den Dolomitlagen

[1] Autorin, „Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol", Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1910, S. 219 usw.

[2] Autorin, Q. J. G. S., London 1893, S. 39; Koken, vgl. L. L., 1913, S. 7.

[3] Autorin, 1893, l. c., S. 22. (Wegen eines irrtümlichen Zitates von Koken, siehe Heft 2, S. 86, Fußnote 1.)

von gleichem Alter wechsellagern. So nehmen die tuffigen Mergel und Kalke gegen N an Mächtigkeit zu und der Dolomit ab, wobei der Diskordanzwinkel nur klein ist.

Die Verwerfung am Valparolaabhang hinter dem Gipfelrücken von Sett Sass, welche von der Autorin beschrieben wurde, ist ein wichtiger tektonischer Zug. Gegen O hängt sie mit der Falzaregoverwerfung zusammen, welche Mojsisovics beschrieben hat. Die Valparolaverwerfung verläuft in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung zwischen den gesenkten Raibler und Dachsteinhorizonten von Sett Sass und dem gehobenen Schlerndolomit und den oberen Cassianer Schichten von Tre Sassi und Lagazuoi im N. Mehrere Querverwerfungen durchdringen das Gebiet.

Wenn wir die Zerbrechung der Schichten als das Resultat späterer Verwerfungen vernachlässigen, so haben wir im Dolomit von Tre Sassi und Lagazuoi den Beweis für eine der alten mitteltriassischen submarinen Terrassen in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung vor uns. Die Entwicklung des Dolomits in Lagazuoi, an der steiler nordfallenden Seite der ursprünglichen gehobenen Scholle oder Flexur, beträgt ungefähr 300 *m*, er ist also viel mächtiger als in Sett Sass. Im südlichen Randgebiet von Sett Sass und vom Richthofen-Fels, Sasso di Stria und dem Hexenfels, Nuvolau und dem kleinen Felsen, der mit 2086 *m* Höhe an dessen Südseite bezeichnet ist, sehen wir einen Faziesübergang von diesem Schelf im N, der von den Eruptivspalten im Buchensteiner und Fedajagebiet im S etwas entfernt lag, zu einem rascher abfallenden Zwischengebiet, bis zu welchem die Tuffe in der oberen Cassianer Zeit hinaufreichten und welches während der nächstfolgenden Zeit weiter sehr uneben war und unter dem Einfluß von Strömungen lag. Die Fauna der oberen Cassianer Zeit, sowohl hier als auch weiter im O, im Gebiet von Romerlo und Cortina, weist wieder eine aus Cassianer und Raibler Typen gemischte Fauna von sehr lokalem Charakter auf (vgl. Autorin 1893, Q. T. G. S).

Wir finden hier, wie in den anderen Beispielen, daß die organogene Sedimentbildung, welcher wir diese massige Dolomitentwicklung hauptsächlich verdanken, sich weit weg von den alten Spalten zu größter Mächtigkeit entwickelte und daß sich hier kein Beweis für Riffwälle findet, nur ein submarines Sediment, welches sich zu maximaler Mächtigkeit im Gebiet, das für seine Entwicklung am günstigsten war, sammelte und welches gegen die Richtungen zu, welche weniger günstige Bedingungen boten, weniger mächtig wurde. Da in Lagazuoi häufig Diploporen vorkommen, so ist es sicher, daß sie einen wichtigen Anteil an der Dolomitbildung hatten.

Auch lithodendroide Korallen treten in linsenförmigen Bänken auf, ungefähr so wie im „Richthofen-Fels". Anscheinend war das Grenzgebiet besonders günstig für das Wachstum der Korallen, und hier findet auch das Verkeilen zwischen den oberen Cassianer Schichten und dem Schlerndolomit im Sasso di Stria und Nuvolau statt. Die Arbeit von Loretz[1] vom Jahre 1874 behandelt diese Probleme sehr im Detail.

Die Folge der Raibler Schichten über dem Schlerndolomit des Lagazuoi ist folgende:

Raibler Schichten am Lagazuoi.

Im Hangenden: Dachsteindolomit.

7. Dünngeschichtete dolomitische Schichten, reich an Megalodonten, zirka . . . . . 6 *m*
6. Verschiedenartige, dunkelrote, grüne und violette Mergel . . . . . 3 *m*
5. Dichter, feinkörniger Dolomit, zirka . . . . . 4 *m*
4. Verschiedenartige Mergel mit Zwischenlagen von blaßgrünen Dolomitschiefern und Gipsbändern . . . . . 6 *m*
3. Mächtige Lage von gelblichem oder rötlichem Dolomit, zirka . . . . . 10—12 *m*
2. Eisenhaltige Oolithe und Breccien, mit mergeligen Lumachellenkalken wechsellagernd. Diese enthalten *Ostrea montis caprilis, Fimbria (Corbis) Mellingi* und andere charakteristische Raibler Fossilien der „Torer" oder oberen Raibler Horizonte . . . . . 6 *m*
1. Braune quarzhaltige Sandsteine mit *Myophoria Kefersteini, M. Whateleyae, Trigonodus Rablensis* usw. Mit diesen kommen bunte Mergel, Kalkbänke mit *Cidaris*-Stacheln und Korallenresten, auch dünne Dolomitlagen mit Sphaerocodien vor; zirka . . . . . 12 *m*

Im Liegenden: Schlerndolomit, welcher konkordant auf oberen Cassianer Schichten liegt.

Eine stufenweise Mächtigkeitsabnahme des Schlerndolomits kann man gegen N an der Vorderseite des Berges, welcher sich zum Sorebach und gegen La Verella herabzieht, beobachten. Gegen O setzt sich der Dolomit unter den Travenanzesfelsen fort und verändert sich am Col dei Bos zu einem harten, weißen Dolomit von geringer Mächtigkeit.

Raibler Schichten bei Heiligkreuz.

Die Folge der Raibler Schichten in den Abhängen bei der Heiligkreuzkirche (2045 *m*), östlich von St. Leonhard im Enneberg, soll nach den Beobachtungen der Autorin in kurzen Zügen, ähnlich wie die vorhergehenden Profile, mitgeteilt werden. Sehr ausführliche Profile und Beschreibungen und eine kritische Diskussion der Fauna findet man im grundlegenden Werk über die Heiligkreuzschichten von Koken.[2]

Zunächst wird das Profil angegeben, das gleich nordöstlich der Heiligkreuzkirche in einer Höhe von zirka 2040 bis 2140 *m* verfolgt werden kann (Fig. 21). Die Richtung ist genau ostwestlich.

Im Hangenden: Dachsteindolomitfelsen des Heiligkreuzkofels.

9. Rote Mergel, großenteils unter dem Schutt der Dachsteindolomitfelsen.
8. Dickgebankter, grau verwitternder Dolomit mit Megalodonten.
7. Rote, hellgrüne, gelbliche und cremefarbige feine Mergel, die eine große Entwicklung von etwa 30 *m* haben, aber sehr verrutscht und von Schutt bedeckt sind. In Wechsellagerung besonders gegen unten sind harte Krinoidenkalke und tonige Bänke mit *Ostraea montis caprilis, Perna Bouei* u. a.

[1] Loretz, „Das tirolisch-venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo", Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1874, S. 377 ff.

[2] Koken, „Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz", Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. 16, Nr. 4, 1913.

6. Harte, kristalline, blasse Sandsteine und sandige Breccien und Konglomerate, nach unten mit blaßgelblichen, mergeligen und sandigen Kalken, die oft rot gefleckt sind, wechsellagernd. Rote Konkretionen von Bohnerz und rundliche braune Hornsteinknollen sind sehr häufig. Quarzkörner kommen in den Breccien vor; *Sphaerocodium Bornemanni* Rothpletz, *Pecten filosus* Hauer.

5. Dunkelgrauer Kalk und Mergel mit drei Kohlenflötzen, nach unten in eine wohl entwickelte Gruppe von groben Kalkbreccien und Konglomeraten, Kalksandsteinen und Knollenkalken übergehend, unter denen viele dünne Lagen oder Fetzen von Pechkohle und Holzkohle vorkommen. Die feineren Kalkkonglomerate sind zuweilen mit rotem Mergel verkittet und enthalten zerbrochene Schalen und Bruchstücke von Echinodermenkalken. In den Sandsteinen fand Koken einen Schädel eines alpinen Stegocephalen, *Metopias Santae Crucis* Koken.

4. Rote Mergel.

3. Dunkelblaue, schiefrige und bituminöse Kalke mit unebenen Schichtenflächen (mit dickschaligen Bivalven- und Echinodermenresten).

2. Rötliche Mergel und Kalke — nicht gut aufgeschlossen.

1. Blaßgraue oder graulich bis orange gefärbte Serie von Kalken und Mergeln, dünn gebankt und oft gut gebändert, die *Anoplophora Münsteri* Wissm. und die Lokalfauna von Heiligkreuz enthält. Diese sind südlich der Kirche aufgeschlossen.

Störung, unterhalb welcher obere Cassianer Schichten anstehen.

Die Verwerfung hat den Abschnitt im O gesenkt, in welchem die Raibler Schichten des obigen Profils vorkommen. Sie schneidet schräg zur Streichrichtung durch die tieferen Horizonte des obigen Profils und bringt gegen N verschiedene Schichtenglieder längs der Verwerfungsebene in Kontakt mit dem Verwerfungsabschnitt, der aus Dolomitgesteinen

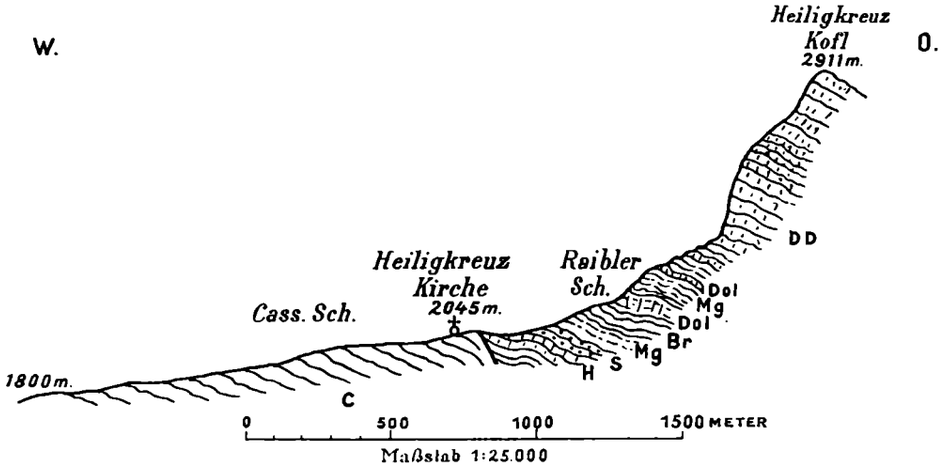


Fig. 21. Profil durch die Raibler Schichten oberhalb der Heiligkreuzkirche. *C* = Cassianer Mergel und Kalke; *H* = Heiligkreuzschichten; *S* = Sandsteine mit Kohlenbrocken; *Mg* = sandige Mergel und Kalke, gelb und violett; *Br* = rote eisenhaltige Mergel und Breccien; *Dol* und *Mg* = Wechsellagerung von hellfarbigen Mergel- und Dolomitbänken; *DD* = Dachsteindolomit. Dieses Profil ist insofern schematisiert, als man keine Bruchfläche sehen kann und der Boden sehr verschüttet ist.

oder weichen Tuffen besteht; gegen S ist der Horizont Nr. 1 auf eine bedeutende Strecke weit gegen Tuffe und Mergel von oberem Cassianer Alter verworfen. Die Diskordanzen sind hier sicher, sind aber wegen der unterbrochenen Aufschlüsse, was durch die mächtigen Geröllfelder von Dachsteinkalk darüber verursacht wird, nicht sehr auffallend. Man kann sich hauptsächlich durch eine sorgfältige Erforschung des gestörten Raumes der ganzen Länge nach vom Paß nördlich von Heiligkreuz bis zu den Peravudaabhängen unter dem Centurinusgipfel im S davon überzeugen.

Ungefähr $1^1/_2$ *km* weiter südlich folgt an der „Medis"-Ecke, nördlich von Peraguda auf die oberen Cassianer Schichten westlich von der Verwerfung ein gering mächtiger, geschichteter Dolomit vom Typus der Rauhwacken, welcher gegen die Horizonte Nr. 5 im obigen Profil abschneidet.

Die normale Folge von Schlerndolomit über den oberen Cassianer Schichten in diesem Teil zeigt, daß eine gewisse Mächtigkeit von Dolomit über der Cassianer Folge sich hier als ein Teil eines nördlichen Ausläufers vom Schlerndolomit des Lagazuoigebietes befand. Und die N-S-Verwerfung setzt sich hier sehr deutlich fort und senkt die Raibler Schichten und den Dachsteindolomit im O ab.

Die Autorin wies schon im Jahre 1893 (Q. J. G. S., l. c., S. 64) auf das Vorhandensein einer zusammenhängenden N-S-Verwerfung hin, aber man kann nicht sagen, daß diese allgemein angenommen wurde. Die Schichtenfolge von Heiligenkreuz wird immer noch von Zeit zu Zeit als ein Beispiel für die konkordante Folge von Raibler Schichten über der Tuff- und Kalkfazies von Cassianer Schichten angeführt.

Die vorstehenden Profile zeigen, daß konkordante Lagerung tatsächlich im Gebiete des Col dei Bos und des Falzarego an den Südabhängen dieses gleichen ausgedehnten Dolomitmassivs der Tofanagruppe vorkommt, da die Entwicklung geschichteter Kalkdolomitgesteine oder Dolomits, welcher hier zwischen oberen Cassianer fossilführenden Schichten und den Schlernplateauhorizonten der Raibler Schichten auftritt, von nur sehr geringer Mächtigkeit ist. In v. Wöhrmanns Klassifikation ist sie als ein Teil der unteren Raibler Schichten eingereiht.

Loretz beschäftigte sich sorgfältig mit dieser ganzen Frage und verfolgte sie das ganze Gebiet von Ampezzo hindurch.[1]

[1] Loretz, „Das tirolisch-venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo", L. L., 1874.

Der interessanteste Punkt in der Schichtenfolge von Heiligkreuz ist der Übergangscharakter der Fauna, die im Horizont Nr. 1 von obigem Profil enthalten ist. Sie ist auch eine aus Cassianer und Raibler Formen gemischte Ansammlung, die einen stark ausgeprägten, eigenen Charakter trägt, und ist nicht ausgesprochen verwandt mit der gemischten Fauna der *Pachycardia*-Tuffe der Seiser Alpe. Die Fauna ist von Koken beschrieben worden. Sie ist von einigen Autoren zur Cassianer, von anderen zur Raibler Stufe gerechnet worden.

In der Sandsteingruppe fand Koken Schädelreste von *Metopias Santae Crucis*. Das Vorhandensein von Gips, Raseneisenerz und Breccien bietet einen weiteren Beweis für das Seichterwerden der Gebiete, in welchen sich die Schichten dieser Gruppe anhäuften, und die enthaltene Flora deutet auf eine Landoberfläche in der Nachbarschaft hin.

Ein Vergleich der vorhergehenden Profile weist auf die wahrscheinliche Gleichzeitigkeit dieser Gruppe mit dem ersten, wichtigen, Fossil führenden Horizont Nr. 4 in den roten Schlernplateauschichten hin, die in der Schlernklamm (vgl. S. 146) aufgeschlossen sind. Und deutet von selber darauf hin, daß die Gruppe Nr. 1 in der Folge von Heiligkreuz eine Fazies entweder der untersten Horizonte der fossilführenden Raibler Schichten des Schlernplateaus oder der obersten Horizonte des geschichteten Dolomits dieser Lokalität oder von beiden ist.

Zusammenfassung.

(Vgl. Übersichtstabelle der Karnischen Stufe, Heft 2, S. 89.)

Die obige, kurze Beschreibung der Entwicklung und der Art des Vorkommens der Raibler Schichten im O des aufgenommenen Gebietes soll dazu dienen, den großen Wechsel in der Mächtigkeit der Dolomitlage zwischen ihnen und der Mergel-, Tuff- oder Kalkfazies der oberen Cassianer Schichten zu zeigen. Im Langkofel- und Sellamassiv und im Schlern zeigt die Raibler Serie sehr raschen Fazieswechsel, jeder Teil ihrer Mächtigkeit kann aus einer mergeligen oder sandigen fossilführenden Stufe in Dolomit übergehen. Die deutlichere Schichtung und der massigere Charakter solcher Vorkommen unterscheiden sie vom typischen Schlerndolomit dieses Gebietes.

Im Gebiet von Enneberg haben die Raibler mergeligen und sandigen Schichten im allgemeinen eine gleichförmige Entwicklung, während der Dolomit im Liegenden sehr raschen Ab- und Zunahmen an Mächtigkeit ausgesetzt ist.

Man kann sagen, daß in beiden Gebieten der Dolomit zwischen der Cassianer und Raibler fossilführenden Gruppe, wie sie in diesem Gebiet bekannt wurde, nirgends den Grenzcharakter einer gut ausgebildeten paläontologischen Zone trägt. Im Gegenteil, man kann zeigen, daß er in einem Teil seiner Mächtigkeit gleichaltrig ist mit verschiedenen fossil führenden Horizonten an einer oder der anderen Stelle: gleichaltrig mit unteren Raibler Schichten, zum Beispiel in einem Teil des Schlern, einem Teil der Sella, einem Teil des Langkofels; und gleichaltrig mit Cassianer Horizonten an allen diesen drei Massiven und in der Fermeda.

Aber nirgends sieht man in diesem Gebiet eine zusammenhängende Entwicklung der Cassianer und Raibler tuffigen, kalkigen oder sandigen Schichten in eine zusammenhängende Entwicklung von Schlerndolomit übergehen oder allmählich darunter verschwinden in der Art, wie man es im Schlern, im Langkofel und in der Fermeda an den Buchensteiner, Wengener oder Cassianer Faziesübergängen sehen kann.

Das zeigt, daß die Gleichförmigkeit des submarinen Bodens einem allgemeineren Seichterwerden unterlag während der Übergangszeit von der Cassianer zur Raibler Periode als während der vorhergegangenen Perioden von wiederholten und heftigen eruptiven Ausbrüchen.

Die Übergangsperiode wird hervorragend charakterisiert durch lokale Faunengesellschaften, und ein bemerkenswerter Zug dieser lokalisierten Faunen ist die Vermischung von Cassianer und Raibler Typen in dem stratigraphischen Horizont, der hier als „Ober-Cassian" bezeichnet wird und zwischen den Raibler (roten Schlernplateauschichten) und den „unteren Cassianer" Horizonten vermittelt, wie oben erkannt wurde. Diese gemischten Faunen verbinden die nächsttieferen und die nächsthöheren Horizonte sehr eng miteinander und beweisen das Nichtvorhandensein einer wirklichen Lücke in der Geschichte der marinen Faunen, die dieses Gebiet während der Cassianer und Raibler Periode bewohnt haben.

Aus diesem Grunde — neben anderen — hat die Autorin die Cassianer und die Raibler Schichten in der karnischen Stufe vereinigt. Wöhrmann stellte in der Klassifikation aus dem Jahr 1893 die *Cardita*-Schichten von Nordtirol zusammen mit den Raibler Schichten in die untere Raibler Stufe, und die oberen Cassianer Horizonte in den Dolomiten würden sicher in diesen Horizont fallen, wie er von ihm definiert wurde. Für praktische Zwecke in den Dolomiten scheint es aber vorzuziehen zu sein, die Bezeichnung „Ober-Cassian" beizubehalten. In allen diesen oben beschriebenen Lokalitäten ist dort, wo in den Dolomiten die Schichtenfolge zweifellos als konkordant angesehen werden kann, eine mehr oder weniger mächtige Zwischenlage von Dolomit zwischen der dadurch begrenzten Gruppe und den Schichten mit dem charakteristischen Aussehen und der Fauna einer „Raibler" Schichtenfolge vorhanden. Anderseits ist die Unterscheidung einer oberen und einer unteren Cassianer Gruppe, wie sie von der Autorin durch-

geführt wurde, im Felde sehr wertvoll, da die untere Cassianer Stufe eine mehr oder weniger gleichartige Entwicklung über das ganze Gebiet hin zeigt, während die obere Cassianer Stufe verschiedene lokale Faunengesellschaften und den Übergang zu den Raibler Faunen darstellt.

Das Dolomitenmassiv südlich von der Seiser Alpe und vom Duronpaß.

(Vgl. Paläontologischer Teil, Tafel IX, X, XIII.)

Wir haben die Hauptzüge der Kalkdolomitfazies bei jeder Unterabteilung der triassischen Gesteine gleichzeitig mit den gleichaltrigen, gemischten Sedimenten und vulkanischen Gesteinen in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft behandelt. Aber das große Gebirgsland aus dolomitischem Gestein südlich vom Schlern und vom Duronpaß ist nur in seinen nördlichen Abhängen gegen die Tuffazies beschrieben worden. Dieses Gebiet enthält die berühmte Gebirgsgruppe der Vajolettürme, den Kesselkogel, die Grasleitentürme und andere wohlbekannte Gipfel. (Taf. VI, Fig. 18, S. 82.)

Das Gestein ist weißer oder gelblicher, kristalliner, poröser Dolomit; es bietet sehr wenig Variationen und kaum irgendwelche Fossilien. Eine grobe Schichtung in mächtigen Bänken kann man immer sehen, und in vielen Teilen ist das Gestein regelmäßig und sehr deutlich geschichtet. Das ganze Gebiet hindurch ist die Schichtung genügend deutlich, um das Streichen und Fallen bestimmen und Flexuren verfolgen zu können. Das Streichen ist im allgemeinen N 70—75° W, dreht sich aber lokal zu N 70° O, und das Fallen zeigt leichte Flexuren gegen N oder S an verschiedenen Stellen des ausgedehnten Plateaus. (Taf. IX, Fig. 33, 34.)

Auffallender als die ursprüngliche Lagerung und Schichtung ist die vertikale Cleavage, die immer gut entwickelt ist und zwei Hauptrichtungen hat — N 75° W und N 10° O —, seltener N 70° O und N 15—20° W.

Die zackigen Umrisse und die langen, einzeln stehenden Dolomittürme, wie sie in der Vajolelgruppe vorkommen, verdanken ihren Ursprung den Wirkungen der Verwitterung entlang den Cleavageflächen.

Es gibt auch deutlich betonte Flexuren in den Gesteinen mit der nordnordöstlichen oder westnordwestlichen Achse, die mehr oder weniger parallel zu den Cleavagerichtungen verlaufen. Die Cleavage ist dichter und stärker in der Nähe von Verwerfungen.

Man sieht daher, daß dieses Dolomitplateau nicht ganz das glatte, horizontale Tafelland ist, wie es geschildert wurde, sondern daß ein gewisser Grad von Faltung sich neben der hauptsächlichsten nach N gerichteten Flexur im N des Rosengartens entwickelte, welche Mojsisovics beschrieb („Dolomitriffe", S. 181—182). Die Verwerfung, welche diese Flexur begleitet, ist in der Karte der Verfasserin zwischen dem Vajolet- und dem Purgametschpaß eingetragen

Mojsisovics gibt als unterste Grenze der Dolomitentwicklung die Basis des Mendoladolomits oder die Zone des *Trachyceras trinodosum* des oberen Muschelkalks an. Er sagte, in den Dolomiten gebe es nur zwei Stellen, an welchen der Dolomit älter wäre, 1. am Kühwiesenkopf bei Neuprags, 2. im Val di Codalonga beim Col di St. Lucia. An beiden Orten war der ältere Dolomit eine Lage in den tiefsten Horizonten des unteren Muschelkalks und enthielt *Diplopora pauciforata* Gümb. („Dolomitriffe", S. 46).

Die Frage der Fazies, die sich hier aufdrängt, ist jedoch viel allgemeiner. Während die Autorin die Entwicklung des unteren Muschelkalks vom Fassatal bis zum Schlern verfolgte, ist ihr der oftmalige Wechsel gerade in dem Horizont von unterem Muschelkalk aufgefallen, auf welchem der Mendoladolomit basiert. Er liegt im Schlernmassiv tiefer als in Fassa. Die Untersuchungen ergeben, daß der untere Teil des sogenannten Mendoladolomits im Schlern-, Tschamin- und Vajoletgebiet tatsächlich eine Dolomitfazies von Schichten ist, die in Fassa zum unteren Muschelkalk gerechnet werden, eine Fazies der höheren Gruppen, nicht der tieferen, wie in den besonderen Vorkommen von Dolomit des unteren Muschelkalks, die von Mojsisovics erwähnt werden. Sie lassen sich mit dem gut geschichteten bituminösen Dolomit vergleichen, der in St. Vigil und Wengen, Gegenden in Enneberg, in den höchsten Lagen des unteren Muschelkalks vorkommen.

Der Hauptaufstieg auf den Schlerngipfel verläuft aus der Gegend von Völs an der Westseite des Berges durch den Schlerngraben. Die Dolomitentwicklung beginnt hier schon ein paar Meter über den Konglomeraten des unteren Muschelkalks. Im Südabhang gegen Weißlahnbad liegt der massige Dolomit direkt auf den grauen Konglomeraten, die die höchsten in der Gruppe der roten Mergel und Konglomerate sind. Am Nordabhang sind über Bad Ratzes geringmächtige Myophorienkalke und Mergel über der Gruppe der Konglomerate und Mergel erhalten.

Im Fassa- und im Durontal folgen auf diese Schichtenfolge bedeutend mächtige Pflanzenschiefer und Mergel, Krinoidenkalke, plattige, sandige Schiefer, kalkige Oolite und dünne Lagen von gelbem Dolomit. Man vergleiche die Entwicklung des unteren Muschelkalks bei Pozzates und am Rodellagipfel mit derjenigen des Schlern (S 15, 16).

So ist der Unterschied zwischen der Dolomit- und der gemischten Fazies im unteren Muschelkalk immer deutlich ausgeprägt, unmittelbar über den Konglomeraten, welche in der geologischen Literatur oft zur oberen Werfener Stufe gerechnet wurden, obgleich sie jetzt in diesem Gebiet allgemein mit dem alpinen oberen Muschelkalk vereinigt werden (vgl. S. 20).

Die Farbe des Dolomits ist in den tiefen Horizonten sowohl im W als im SW des Schlernmassivs gewöhnlich rötlich, was scheinbar teilweise feinen Wechsellagerungen mit rotem Mergel zuzuschreiben sein dürfte, selbst ein weiterer Beweis dafür, daß der Dolomit zum unteren Muschelkalk gehört.

In den Südhängen des Dolomitmassivs gegen Weißlahnbad und das Tierser Tal sind Krinoidenkalke von wechselnder Mächtigkeit, die mit Mergeln wechsellagern, unter der massigen Dolomitentwicklung vorhanden und im N des

Vajolettales, oberhalb von Sojal, beobachtete die Verfasserin das erste Auftreten der Pflanzenschiefer des unteren Muschelkalks zwischen den Krinoidenkalken und dem Dolomit. Sie sind hier so gering mächtig, daß der Dolomit über ihnen in einer gewissen Mächtigkeit eine Dolomitfazies der höchsten Horizonte des unteren Muschelkalks repräsentieren muß.

Wenn man das Streichen als WNW—OSO annimmt, so zeigen diese Beobachtungen, daß die Dolomitfazies ihre unterste Grenze längs einer Zone hat, die man vom Voitenkopf oberhalb Weißlahnbad zu den Tschaminspitzen ziehen kann, und daß er gegen NNO auf höhere Horizonte des unteren Muschelkalks folgt.

Der rötlichweiße, poröse, sehr kristalline Mendoladolomit behält hier das gleiche Aussehen wie überall. Der führende Diploporentypus, *D. pauciforata,* wurde von der Verfasserin nur selten gefunden und dann gewöhnlich als vereinzelte Exemplare in losen Steinen. Sie wurde aber anstehend in gewissen Lagen im Schlerngraben und in den südlichen Felsen des Voitenkopfes oberhalb Weißlahnbad, nahe dem Vorkommen der porphyritischen Lava im Dolomit gefunden.

Dieses Lavavorkommen westlich vom Weißlahnbach ist begleitet von Bänken, die wie Tuffe aussehen. Die Autorin beobachtete sie zum ersten Male im Jahre 1910, hatte aber keine Gelegenheit, sie wieder aufzusuchen.

Die höheren Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks sind besser geschichtet als der Mendoladolomit, aber gewöhnlich innerhalb der massigen Dolomitentwicklung selber dolomitisch. Hornsteinknollen von geringer Größe treten in ihnen auf, und sie enthalten gebänderte, dolomitische Schiefer und feine Breccien, die auswittern und eine Terrasse von weicheren, dünngebankten Schichten inmitten des Dolomits bilden. Echinodermenkalke sind in diesem Horizont sehr gewöhnlich, und die Autorin fand *Diplopora annulatissima* an den Abhängen des Dolomitmassivs gegen Sojal. Dieser Horizont wurde des geringen Raumes wegen in dieser Gruppe an den Südabhängen auf der Karte nicht als besondere Ausscheidung eingetragen.

Die Buchensteiner Gruppe von knolligem Dolomit mit Hornstein, welche die Zone des *Trachyceras Reitzi* repräsentiert, kann man als lithologische Gruppe durch die Südabhänge des Dolomitmassivs hindurch unterscheiden. Die Einschaltung von grünem Tuff hat sie vor völliger Verschmelzung mit dem Schlerndolomit bewahrt. Das Erkennen dieser zwei Horizonte unterstützt die Aufnahme sehr bedeutend. Der wichtigste Algentypus des Schlerndolomits, die *Diplopora annulata*, wurde von der Autorin in den Buchensteiner Horizonten bei der Bärenfalle gefunden.

Die oberen Buchensteiner Horizonte werden hier nur durch Dolomit repräsentiert. Der knollige Charakter hört in den höheren Horizonten der „Reitzi"-Gruppe allmählich auf, das Gestein wird gleichmäßiger geschichtet und zeigt eine deutlich brecciöse Struktur, wie wenn es aus kleinen Bruchstücken in einem dolomitischen und mergeligen Bindemittel zusammengesetzt wäre. An Stelle der großen Kieselknollen ist das Gestein stellenweise von einer großen Anzahl von kleinen, gelben Fetzen von Hornsteinkonkretionen durchsetzt.

Evinospongienmassen kommen hier und dort zahlreich vor, ähnlich wie im Marmolatakalk. In diesem Horizont ist das Gestein manchmal sandig oder mergelig und massiger als in den nächsthöheren Horizonten und verwittert mit blaßgrünlicher oder blaßrötlicher Oberfläche. Es stimmt sehr genau mit der Beschreibung überein, die oben vom Schlerndolomit gegeben wurde, den die Autorin im nordwestlichen Teil des Schlerns der oberen Buchensteiner Periode zugewiesen hat (S. 64).

Die Dolomitfazies der oberen Buchensteiner Stufe ist wieder bei Al Vidoi gut aufgeschlossen, an der Nordseite des Udaitals, wo sie geschichtet, brecciös und eher grau als weiß ist, aber in ihrer Masse weiße, drusige, kristalline und veränderte Flecken zeigt.

Im Dolomitmassiv vom Schlern bis zum Seiser Tal knüpft sich an die Vorkommen von Eruptivgestein ein ganz besonderes Interesse.[1] Am Mittagkofel (2185 *m*) ist eine Gruppe von Melaphyr, Tuff und feinen Tuffkonglomeraten mit einer Mächtigkeit von zirka 40 *m* vorhanden. Die Gerölle in den Konglomeraten sind meistens Porphyritstücke, viele sind jedoch kleine, gerundete Kalkgerölle (nicht Dolomit). Die Tuffe und Konglomerate sind deutlich geschichtet und zerfallen in sphäroidische Massen. Der Melaphyr ist ein feinkörniges Gestein mit Olivin; er ist stark von Adern aus sekundären Mineralien durchzogen.

Im obersten Teil der Bärenfalle ist die Gruppe an der Ostseite der NNW—SSO verlaufenden Querverwerfung ungefähr 100 *m* tief abgesenkt und keilt in dieser Richtung aus. Der Schlerndolomit über dieser Lava- und Tuffgruppe hat am großen Tschafatch eine Mächtigkeit von ungefähr 120 *m* und wird dann bedeckt von der höheren Eruptivgruppe aus sehr eisenreichem und Olivin führendem Melaphyr und schwarzen Tuffen. Diese ist die Gruppe, welche den geschichteten Dolomit der Plateaugesteine unterlagert (vgl. S. 146).

Aus ihrer Struktur und ihrer Lagerung geht mit ziemlicher Sicherheit hervor, daß die Laven dieser beiden Vorkommen dem Alter nach mit den Laven in den Cassianer Horizonten der Roßzähne und der Alpl Abhänge übereinstimmen. Und es ist darum auch wahrscheinlich, daß der größere Teil der Mächtigkeit des Schlerndolomits unter ihrem Vorkommen am Mittagkofel zur Wengener Stufe und oberen Buchensteiner Stufe gehört, also gleichzeitig mit der Hauptentwicklung der Eruptivfazies im Duron- und Fassagebiet entstanden war.

Der geschichtete Dolomit auf dem Plateau zeigt auf dieser Südseite gelegentlich Bänke voll von Echinodermenresten, und Korallenbruchstücke mit porösem Charakter sind stellenweise zu finden.

Ein kleiner Melaphyrgang kommt am Steig nördlich von der Vajolethütte vor.

[1] Vgl. Koken: L. L. 1913, l. c. S. 17.

Man kann die aufeinanderfolgenden Horizonte des Schlerndolomits unter den Tuffen sehr leicht untersuchen, wenn man den Steig durchs Bärenloch von der Tierser Alpe hinunter verfolgt. Dort, wo er noch Tuffzwischenlagen enthält, ist er ein weißer, kristalliner Dolomit, erfüllt von Poren und drusigen Hohlräumen und ganz gut geschichtet. Aus einem sanften Fallen von zirka 15—20° gegen NO gehen die Schichten in eine steile Flexur gegen SW über, und etwas tiefer werden Evinospongienknollen häufig. Viele Hohlräume haben die Gestalt von Bivalvenschalen, und kreisförmige Poren sehen wie Korallentuben aus. Oft ist auch eine besonders feine dolomitische Rauhwacke als deutlich unterscheidbare Lage vorhanden.

In noch tieferen Horizonten, in der Nähe der Basis der Senke, ist das Gestein mattgrau, feiner geschichtet und enthält Evinospongien. Rauhwacken kommen in ziemlich mächtiger Entwicklung im Gestein unmittelbar oberhalb der Buchensteiner knolligen Dolomite vor.

Auch im Grasleitental und am Grasleitenpaß kann man das Vorhandensein dieses blendend weißen, kristallinen und hier etwas poröseren Dolomits in den höheren Horizonten von zirka 2300 *m* bis zu 2600 *m* Höhe auf der Paßhöhe feststellen.

Der auffallendste Zug von Valbuonkogel, Kesselkogel, Antermoja und Fallwand ist ihre ausgezeichnete Schichtung, in welcher man jede leichte Flexur und jeden Wechsel im Fallen beobachten kann. Die Cleavage ist hier viel weniger betont als die Schichtenflächen. (Taf. IX, Fig. 33, 34.)

Die höchsten Horizonte im Antermojagebiet sind sandiger als im Hauptteil des Gesteins und sind eher gelblichweiß als reinweiß.

Eine Lokalität, wo die Autorin kreisförmige Tuben mit Septen fand, welche wie die Hartteile von lithodendronartigen Korallen aussehen, war östlich von der Vajolethütte in der Cima di Pope. Die wenigen Korallenfunde waren eng begrenzt und fast alle in hohen Horizonten im Dolomit. Man könnte sie mit den Korallenstöcken vergleichen, welche die Autorin etwa 80 *m* unter dem Rande des Schlernplateaus an dessen Nordseite beobachtete, oder mit denjenigen, die in der Langkofelgruppe im Langkofelkar unterhalb der Klubhütte und in höheren Horizonten beobachtet wurden. Eine etwas rötliche oder braune Färbung ist an diesen Vorkommen bemerkenswert.

Man kann also im allgemeinen sagen, daß man in der Dolomitfazies in diesem Gebiet mit einiger Sorgfalt folgende Horizonte unterscheiden kann:

Im Hangenden: Raibler Schichten (Rote Schlernplateauschichten).

8. Übergangsgruppe von sandigem, gelblichem oder gelblichweißem, dünngeschichtetem Dolomit, manchmal porös, manchmal massig; er enthält lithodendronartige Korallen und einige solitäre Arten; Evinospongien; Stacheln und Stengelglieder von Echinodermen.
7. Cassianer und obere Cassianer Stufe. Dicker geschichteter, sehr kristalliner, glänzend weißer, seltener rötlicher oder grauweißer Dolomit, sehr porös und mit drusigen Hohlräumen voll mit Dolomitkristallen; er enthält nur geringe Mengen von Fossilien; lokal reich an Evinospongien; gelegentlich Korallen- und Echinodermenbänke.
6. Wengener Stufe. Undeutlich geschichteter, drusiger, kristalliner, weißer oder grauweißer Dolomit, der in einigen Lagen Evinospongien enthält; spärliche Exemplare von Korallen, Bivalven usw.
5. Obere Buchensteiner Stufe. Undeutlich geschichteter, bräunlicher oder blaßgrauer Dolomit mit Evinospongien und kleinen, gelben Hornsteinkonkretionen, auch *Diplopora annulata* kommt vor. Die Struktur ist oft brecciös, da einige Lagen aus winzigen Bruchstücken von Dolomit, seltener von Tuff oder Lava, in einem Bindemittel aus grünlichem Tuff oder weißem, dolomitischen Mergel bestehen.
4. Buchensteiner Stufe („Reitzi"-Zone). Undeutlich geschichteter, knolliger Dolomit oder dolomitischer Kalk mit Hornsteinkonkretionen; *Diplopora annulata* kommt vor.
3. Oberer Muschelkalk. Die obersten Horizonte enthalten *Diplopora annulatissima;* dünngeschichteter, bläulichgrauer oder mattgrauer Dolomit oder dolomitischer Kalk mit Echinodermenresten. Einige Lagen sind feine, dolomitische Schiefer und Breccien.
2. Mendoladolomit (oberer Muschelkalk).

   Weißer oder rosaweißer, körniger und sehr kristalliner, massiger Dolomit, sehr porös und drusig; er enthält nur in seltenen Vorkommen *Physoporella (Diplopora) pauciforata,* Gümbel sp.; er liegt auf verschiedenen Horizonten des unteren Muschelkalks.
1. Unterer Muschelkalk (obere Horizonte).

   Gelblicher oder cremefarbiger, mächtiggebankter Dolomit, der Krinoidenreste und Diploporen enthält und gelegentlich dünne Fetzen von rotem oder grauem Mergel zeigt. *Diplopora pauciforata* Gümbel, *Encrinus gracilis* Buch.

An der Basis: Pflanzenschiefer oder graue Konglomerate und Mergel oder Krinoidenkalk und Dolomit der tieferen Horizonte des unteren Muschelkalks.

Die Gesamtmächtigkeit der Schlerndolomitfazies in den Südabhängen des Schlerns und Mittagkofels, die Horizonte 5, 6 und 7 oben umfassend, kann man auf ungefähr 950 *m* schätzen, und die Mächtigkeit auf der Seite dieser Dolomitengruppe gegen Fassa zu dürfte so ziemlich die gleiche sein.

Wenn man Bezug nimmt auf die geologische Karte und auf die Schlern- und Seiser Alpen Profile (Taf. XXVI), so kann man rechnen, daß die Mächtigkeit der Cassianer Gesteine von der obersten Lage der Wengener Tuffe und Schiefer am Nordabhang des Schlerns bis zum geschichteten Dolomit unter den „Raibler Schlernplateauschichten" ungefähr 450 *m* beträgt. Diese umfassen eine eingeschaltete Gruppe von Cassianer Mergeln und Tuffen, den Schlerndolomit unmittelbar über den Wengener Schichten in ungefähr 80 *m* Mächtigkeit und die massige Wand von Schlerndolomit mit einer Mächtigkeit von zirka 370 *m* bis zu den gut geschichteten Horizonten. Dieses Ergebnis stimmt sehr gut mit der annähernden Schätzung der Mächtigkeit des Dolomits in den Südabhängen des Schlerns überein, welcher wahrscheinlich mit Cassianer Schichten gleichaltrig sein könnte, da es von der Basis der Tuffkonglomerate und Laven des Mittagkofels bis zum geschichteten Dolomit auf dieser Seite nicht weniger als 300 *m* sein dürften und der Tuff und die Lava des Mittagkofels und noch eine geringmächtige Schichtengruppe darunter zum Cassianer Äquivalent hinzuzufügen sind.

So zeigt der Vergleich der Nord- und der Südseite des Schlerns, wie er im Profil demonstriert wurde, daß in der Wengener und oberen Buchensteiner Periode die große Anhäufung von eruptivem Material im Gebiet des Frötschbaches um nichts mächtiger war als die Entwicklung der Dolomitfazies an den Südabhängen des Schlerns. Wenn eine Entwicklung mächtiger ist, so ist es eher die dolomitische (Taf. XXVI, Prof. 8).

Wir wissen auf Grund des Organismengehaltes, daß der Dolomit eine Seichtwasserentwicklung war, und die absenkende Bewegung während dieser Perioden sehr rascher Anhäufung scheint daher für beide Gebiete, die eruptive Spaltenzone und die submarine Terrasse, allgemein gegolten zu haben, wenn auch die Tiefe und die Variationen und Oszillationen im Niveau auf der Seite der Eruptivzone größer waren.

Das Profil zeigt auch, daß der Übergang zwischen den beiden Fazies in einer sehr schmalen Horizontalerstreckung zunächst der Eruptivzone stattfand und, was die Tuffe betrifft, unter kleinem Winkel. Das Eindringen des unteren Porphyrits als Lagergang hat eine gewisse Unregelmäßigkeit hervorgerufen, diese liegt aber auf seiten der Eruptivfazies.

Etwas weiter östlich in der „Platten", östlich von der Schlernalpe, fallen die Dolomitschichten steil gegen N ein, ähnlich wie es im Profil durch die hintere Fallwand gezeigt wurde (Taf. XXVI, Prof. 12). In der N-S-Linie der Platten biegen sich die Dolomitenschichten steil nach S. Diese antiklinale Flexur, die von der WNW-OSO-Verwerfung geschnitten wird, setzt sich im S des Duronpasses fort und hat die Dolomite gerade so weit aufgerichtet, daß sie von der Eruptivfazies abgetrennt wurden, und ihnen das Aussehen eines „Riffes" gegeben. Die Flexur und die Verwerfung gehören jedoch den späteren Deformationen in diesem Gebiete an, und der ursprüngliche Faziesrand trug den Charakter eines einfachen sanften Abhanges, wie er im Profil gezeigt wurde.

Irgendein großer Vorstoß des Dolomits über die Eruptivfazies im N kann nicht vor Beginn der Cassianer Zeit eingetreten sein.

Diese stratigraphischen Beziehungen stehen in guter Übereinstimmung mit dem Übergang von zwei verschiedenen Arten von sedimentären Fazies. Das Überraschende daran ist das Auftreten von ungemein rascher Sedimentation der Kalkdolomitfazies, welche sogar diejenige von vulkanischem Material übertraf. Die letztere wurde allerdings plötzlich über ein weites Gebiet im N durch Strömungen ausgebreitet, während sich im geschützten Terrassengebiet die organischen Reste ruhig an der Stelle anhäufen konnten, wo sie zu Boden fielen und, wie wir gesehen haben, in einer unregelmäßigen Art und Weise diese unebenen Flächen des Dolomits hervorgerufen haben.

Ein direkter Beweis für das Wachstum von Korallenstöcken findet sich in den Roßzähnen und im Alplrücken und in den tieferen Abhängen der Platten und des Ochsenwaldes (vgl. S. 135 ff). Das sind Randzonen zwischen den beiden Faziestypen, und es ist kein Zweifel, daß in diesem Gebiet kleine Korallenriffe gediehen trotz der wiederholten Tuffinvasionen. Anderseits sind keine solchen Korallenbreccien und Blöcke (Cipitkalke) im W oder S des Mittagskofels oder an den Tierser Abhängen oder den Fassaabhängen dieser Gebirgsgruppe vorhanden. Im Durchschnitt sind diese von Korallen aufgebauten Massen auf die Seite, die der Spalte zunächst liegt, beschränkt und wir können als natürlichste Deutung annehmen, daß sich hier die für sie günstigste Lage befand, während die große Kalkentwicklung im S durch die gewöhnlichen Vorgänge der Sedimentation erfolgte, übereinstimmend mit den besonderen Bedingungen für die Existenz von Organismen im Seichtwasser und in einem geschützten Gebiet, das einer fast stetigen Absenkung unterworfen war.

Dünne Bänke von Korallen- und Echinodermenkalk oder Blockkalke finden sich auch in der Seiser Alpe und im Puflatsch bei Moadl, und sie zeigen, daß diese tiefstehenden Formen von Zeit zu Zeit passende Wohnplätze im Gebiet der gemischten Ablagerungen fanden.

Die Algen, die in den Kalk- und Dolomitfazies vorkommen, sind im Paläontologischen Teil, Tafel IX, X, XII abgebildet.

Die zwei Haupttypen der Fazies und die Korallenrifftheorie.

Der Standpunkt von Mojsisovics,[1] in bezug auf die Faziesentwicklungen, ist mit größtem Geschick und ungemein anziehend in den „Dolomitriffen" vertreten, und wenn man auch in Einzelheiten anderer Ansicht sein mag, so hebt das Werk doch mit wunderbarer Kraft die Idee von der Entstehung der Dolomitmassive als Korallenriffe hervor, die zu großen Höhen inmitten von weicherem Gesteinsmaterial aufgebaut wurden, welches sich in den Lagunen eines Korallenmeeres ablagerte.

Mojsisovics baute seine Deutung der Faziesbeziehungen auf der Korallenrifftheorie auf, die von Richthofen[2] aufgestellt worden war. Gümbel[3] hatte schon die Theorie, wie sie von Richthofen dargestellt wurde, angegriffen und hatte vor allem die Anwesenheit großer Mengen von Algenresten in einigen Dolomithorizonten auf der Mendel hervorgehoben. Seit dieser Zeit sind eine ganze Anzahl von Geologen von dieser Erklärung, die auf Korallenriffen

[1] Mojsisovics, E. v. 1879. [2] Richthofen. 1864. [3] Gümbel. 1873.

aufgebaut ist, abgewichen. Die Literatur über diesen Gegenstand ist zu umfangreich, als daß man sie hier aufzählen könnte.

Um ihren eigenen Standpunkt klarzustellen, möchte die Autorin[1] auf eine Arbeit verweisen, welche sie im Jänner 1894 unter dem Titel „Coral in the Dolomites" veröffentlicht hat, in welcher sie ihre Erklärung der Fazies aufgebaut hat 1. auf das abwechselnde Ineinandergreifen von Sedimenten während der Entstehung, insbesondere wurde der Anteil von Algenwachstum in den Gebieten der Kalk- und Dolomitfazies betont, und 2. spätere Deformationswirkungen, welche während der tertiären alpinen Bewegungen entstanden sind, den Dolomit an manchen Stellen aufgerichtet und an anderen Stellen eine Verdopplung durch Überschiebung bewirkt haben. Das Beispiel, das näher ausgeführt wurde, war die Pordoijochüberschiebung, östlich von der Rodella. Im gleichen Jahr veröffentlichte Rothpletz[2] seinen „Durchschnitt durch die Ostalpen" und nahm dabei die Gelegenheit wahr, die Korallenrifftheorie zu diskutieren und seine Einwände dagegen festzulegen.

Im nächsten Jahr veröffentlichte Salomon[3] seine Arbeit über das Marmolatamassiv und behandelte die ganze Frage von verschiedenen Seiten mit meisterlicher Einsicht und Klarheit. Während Salomon in der Arbeit von Mojsisovics die großen Beiträge zur Geologie der Dolomiten durch seine Erkenntnis der Faziesentwicklungen anerkennt, unterstützte er die Ansichten von Gümbel und Rothpletz in bezug auf die primäre Bedeutung der Algen bei der Bildung der Kalkdolomitfazies. Er brachte in seiner Diskussion viele neue Erfahrungen auf diesem Gebiet und neue Winke in bezug auf die Art und die Vorgänge, welche diese merkwürdig geformten Bergstöcke durch Anhäufung von Algenresten aufgebaut haben mögen.

Diese Erörterung von Salomon bleibt die am meisten Klarheit schaffende und brauchbarste Arbeit in der Literatur, und die Erklärung, die er von der wechselnden Mächtigkeit solcher Ablagerungen und einer allgemeinen stufenweisen Mächtigkeitsabnahme gegen die Grenzen ihrer Bildungsstätte gab, hat sich als besonders wertvoll erwiesen (l. c., S. 34). Die Autorin fand hiefür volle Bestätigung in den Jahren 1910—1912, als sie das größere Gebiet aufnahm, das jetzt die beigegebene geologische Karte zeigt. Die Anwendbarkeit kann man in diesem Gebiet an den Nordabhängen des Schlerns, Langkofels und Plattkofels, dort besonders in den Südabhängen und in der kleinen Fermedagruppe an den Südhängen sehen. An diesen Stellen kann man die abnehmende Stufenreihe mit freiem Auge beurteilen, und Detailmessungen bestätigen sie.

Aber die Tatsache, daß sich eine Ablagerung mit diesem Wechsel in der Mächtigkeit anhäufen und mit der ungleichen Mächtigkeit unter Wasser während des Prozesses der Verfestigung und Schichtenbildung verbleiben konnte, gibt einen Beweis für die Bedingungen großer Ruhe in den Meeresteilen, wo sich die Ablagerungen ansammelten. Dieses Merkmal steht in bemerkenswertem Gegensatz zu dem Hinweis auf sehr raschen Wechsel in der Tiefe, Strömungsrinnen, häufige Niveauveränderungen und die Bildung von gemischten Ablagerungen in den Eruptiv-, Kalk- und Mergelfazies, welche sich in den gleichen Perioden in benachbarten Gebieten bildeten.

Die Form der Algenablagerungen kann aus verschiedenen Gründen in manchen Teilen anschwellen und in anderen dünner werden und dadurch ein linsen- oder beilförmiges Aussehen erhalten, aber die Art ihrer Bildung ist vollständig verschieden von dem, auf was in der Tier- und Pflanzenwelt die Bezeichnung „Riff" angewendet wird.

Neues Licht vom Standpunkt des Geologen wurde auf das ganze Problem durch junge Untersuchungen über rezente Riffstrukturen geworfen. Die Arbeiten von Walther[4] sind voll von Anregungen, und unter anderem mögen die Arbeiten von Frech[5] und Voltz[6] erwähnt werden. Klebelsberg[7] gab vor ein paar Jahren einen Bericht über die Lage der ganzen Frage und kam zu folgenden Schlüssen: Der Schlerndolomit bildet keine einheitliche Lage. Die Isolierung der einzelnen Dolomitmassen ist nicht in dem Maße primär, wie es Mojsisovics annahm, aber doch bis zu einem gewissen Punkt. In der Periode der intensivsten vulkanischen Ausbrüche waren wahrscheinlich die Tuffgebiete höher als die Gebiete der organischen Sedimentation und bildeten sogar Inseln (wie durch die Pflanzenreste in den Wengener Schichten angedeutet wird). Am Schlusse der Cassianer Zeit scheint jedoch der Schlern ungefähr 150 *m* höher gewesen zu sein als die Seiser Alpe. Der Böschungswinkel der sogenannten Riffe war nicht steiler als 10°—30°, größere Winkel kamen nur ausnahmsweise vor. Die Gestalt war die eines sanften Hügels. Der Name „Riff" ist für eine solche Form nicht angemessen. Die Schichten scheinen in vielen Fällen primär in periklinalen Formen angeordnet gewesen zu sein, das ist aber sicher nicht eine Frage von submarinen Geröllhalden.

Die Cipitkalkblöcke waren autochthone Bildungen von der Lagerung, die sie auch jetzt noch einnehmen. Sie unterscheiden sich in einem wichtigen Punkt vom Schlerndolomit durch ihren Reichtum an Korallenresten und ihre lithologische Struktur. Der Mendoladolomit stimmt mit dem Schlerndolomit sowohl in petrographischer als auch in paläontologischer Hinsicht überein, und doch sind sie in ihrer Morphologie verschieden.

Der Schlerndolomit wurde in einzelne Massen nur durch die Eruptionen getrennt, nicht durch die Gesetze des Korallenwachstums, während der Mendoladolomit eine einheitliche Lage bildete.

Es ist sicher, daß zu Beginn der Raibler Zeit die Niveauunterschiede im Meeresboden nur sehr gering waren. Nach Klebelsberg war also der Schlerndolomit weder eine Korallenbildung noch ein Riff.

Das sind einige der bedeutendsten Ansichten, die von Geologen zu dieser Frage geäußert wurden. Die Zeit ist gekommen, wo, wie Rothpletz sagte, wenn die Bezeichnung „Riff" noch Gültigkeit haben soll, eine genaue Definition dafür gegeben werden muß. Die Ansichten, die angeführt wurden, stehen mit der Ansicht der Autorin in Übereinstimmung, nämlich, daß, während der Schlerndolomit organischen Ursprungs in den verschiedenen Gebieten ist, er doch keine

[1] Autorin, 1894. [2] Rothpletz, 1894. [3] Salomon, 1895. [4] Walther, 1891. [5] Frech, 1894. [6] Voltz, 1896. [7] Klebelsberg, 1911.

Korallenriffbildung in dem Sinne ist, wie er von Darwin gebraucht und von Richthofen und Mojsisovics auf die Dolomitstöcke angewendet wurde.

Anderseits hat die Verfasserin die linsenförmigen Vorkommen oder die längeren oder kürzeren Rasen von Korallen- und *Encrinus*-Kalken oder Dolomiten, die in verschiedenen Horizonten in der kalkig-dolomitischen Tuffazies vorkommen und welche in der Tuffazies die Gestalt der „Cipitkalke" annehmen, immer als echte Riffbildungen angesehen (1894, l. c., Geol. Mag.). In ihrer ursprünglichen Bildung stellen sie einen andauernd nach oben oder nach außen weiter

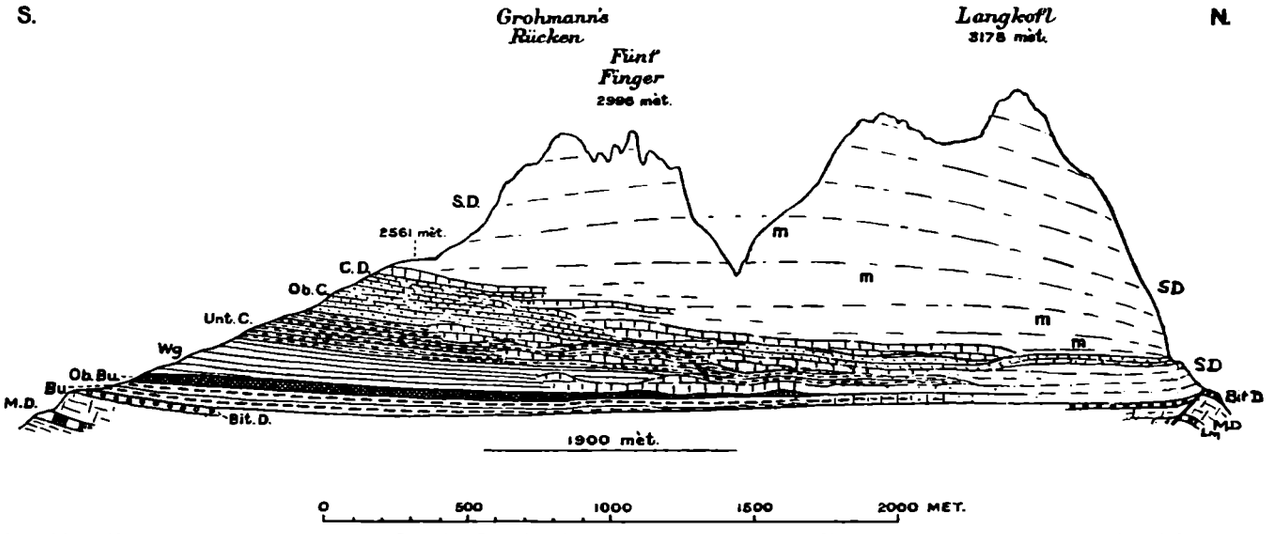


Fig. 22a. Faziesgrenze (schematisch). Ostseite Langkofelmassiv — Einkeilen der Tuff- und Mergelfazies in Schlerndolomit mit Vorkommen von Cipitdolomit (*CD*) und Cipitkalk an der Grenze. *MD* = Mendoladolomit; *Bit D* = Bituminöser Dolomit und Mergel; *Bu* = Buchensteiner Kalkfazies; *Ob Bu* = Obere Buchensteiner Eruptiv- und Kalkgesteine; *Wg* = Wengener Mergel und Tuffazies; *Unt C* = Untere Cassianer Mergelfazies; *Ob C* = Obere Cassianer Mergelfazies; *SD* = Schlerndolomitfazies mit ungleicher Mächtigkeit der Schichten; *m* = Größte Mächtigkeit in den sukzessiven Perioden. (Vgl. S. 142.)

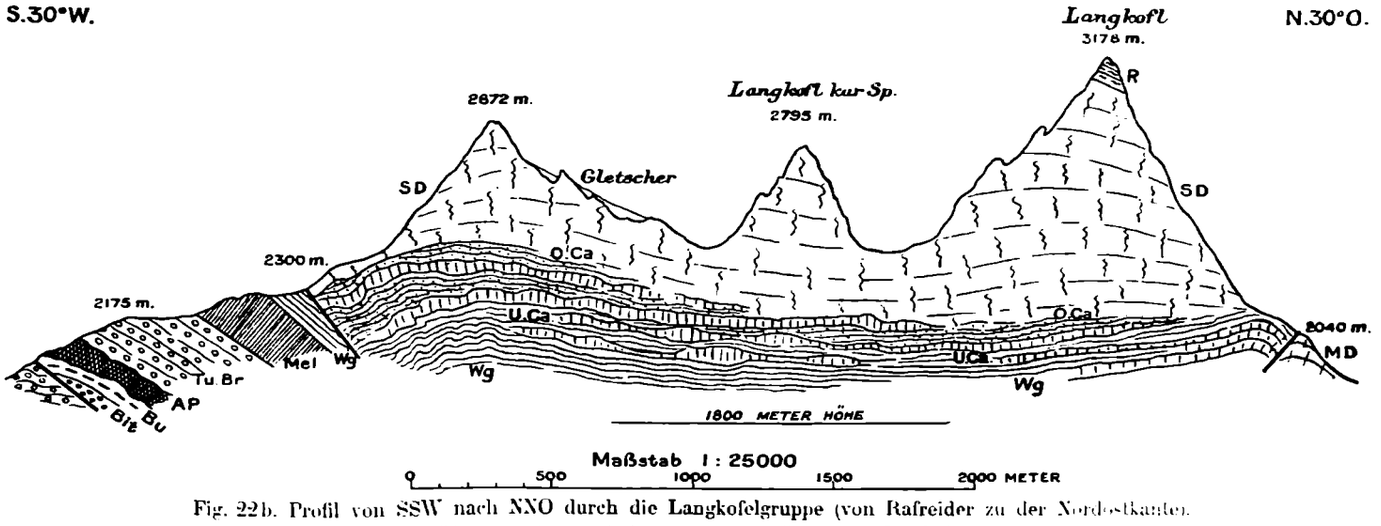


Fig. 22b. Profil von SSW nach NNO durch die Langkofelgruppe (von Rafreider zu der Nordostkante). (Die Buchstaben sind wie auf Fig. 22a. Vgl. S. 141.)

wachsenden Stock von Korallenstruktur dar, in welchem die untersten oder die innersten Teile von den lebenden Organismen verlassen und in ihrer ursprünglichen Lage umgebildet werden, indem sie mit Schlamm und zerriebenen Skeletteilchen von anderen inkrustierenden oder in der Nachbarschaft lebenden Organismen angefüllt werden. Die gleiche Bezeichnung kann aber eigentlich nicht für jede Anhäufung von Skeletteilen angewendet werden, welche auf den Meeresboden absinken, wenn der lebende Organismus abstirbt und sie dort mit anderem Detritus zusammen als sedimentäre Ablagerungen eingebettet werden.

Die Cipitkalke als solche erreichen jedoch nur eine geringe Mächtigkeit und wurden von Richthofen und Mojsisovics als zufällige, lokale Vorkommen angesehen. Die Hauptfrage ist, ob sich wirklich echte und als solche erkennbare Riffwälle entwickelten, welche die gleichaltrigen Tuffe und anderen aus Bruchstücken gebildeten Ablagerungen steil überragten. Wahrscheinlich der schärfste Faziesunterschied im ganzen aufgenommenen Gebiet ist derjenige, welcher die Nordseite des Langkofels bezeichnet.

Dieser Berg nimmt nicht seine ursprüngliche Stellung ein, da er durch Schubbewegungen nach W verschoben ist. Trotzdem haben die ihn aufbauenden Schichten zum größten Teil ihre relative Lage beibehalten. An der Nordseite breitet sich die Dolomitentwicklung zusammenhängend von der „Reitzi"-Zone der Buchensteiner Schichten nach oben zu aus und schließt wahrscheinlich in einem gewissen Ausmaß eine Raibler(Schlernplateau)Fazies von Dolomit ein. Im O, W und S liegt die Dolomitentwicklung auf verschiedenen Horizonten der Cassianer Schichten.

Im nordöstlichen Teile des Langkofels kann man die Cipitkalke, die der Cassianer Periode angehören, wechsellagernd mit fossilführenden Mergeln sehen, die zum Teil sehr tuffig sind, und die ganze Gruppe geht gegen W zu in die Schlerndolomitfazies und gegen N zu in dolomitischen Kalk über, welcher den oberen Teil der Felsen von Sa Cōul bildet. Sie folgen hier direkt auf eine geringmächtige Gruppe von Wengener Dolomit, der auf Buchensteiner Dolomit liegt. In diesen unteren Horizonten ist der Dolomit der Felsen von Sa Cōul mehr oder weniger eine Übergangsfazies, nicht so hell und kristallin wie in den unteren Horizonten der Langkofelnordwand.

Ganz in ihrer Nähe, innerhalb des gleichen Verwerfungssegments, sind gegen O an der Seite gegen die Sella zu die Wengener und obere Buchensteiner Schichten in der aus Kalk und Eruptivgestein gemischten Fazies vorhanden, und selbst, wenn wir die OW-Verwerfungen an der Seite des Langkofels, welche die beiden Fazies trennen, in Rechnung stellen, so ist es klar, daß sie sich ursprünglich sehr nahe aneinander entwickelten. Die Autorin deutet diese dichte Nähe der ursprünglichen Fazies als in Zusammenhang stehend mit gleichzeitigen Verwerfungen zwischen dem gehobenen, submarinen Schelf und den Eruptivspalten von Ciamp de Pinōi. Und die Dislokationen scheinen an dieser Stelle früh begonnen zu haben.

An der Basis der „Reitzi"-Zone befindet sich in der Nordwand die Entwicklung von Algenkalken und Pflanzenschiefern, Breccien und Kalken der Grenzzone des alpinen oberen Muschelkalks, welche den Zusammenhang der Dolomitentwicklung zwischen dem Mendoladolomit und dem Buchensteiner Dolomit unterbricht. Der häufige Wechsel in den Schichten und das Vorkommen der Breccien weist auf fluktuierende Bedingungen während dieser Zwischenperiode hin. Eine besonders grobe Breccie liegt an der Basis der Kalkschichten an der Nordwand vom Langkofl.

Das Unterscheidungsmerkmal der Breccien im ersten Horizont, in welchem sie vorkommen, ist der Einschluß von großen und eckigen Kalkbruchstücken in kalkigem Mergel. Im Ciamp de Pinōi sind die Breccien in diesem Horizont viel feiner. Die Bestandteile in den Breccien am Langkofel stammen wahrscheinlich von Kalkfelsen in der unmittelbaren Nachbarschaft und gehören den gleichen Horizonten an, wie die mächtigen Kalkbänke unmittelbar darunter an der Basis des Langkofels, die aber im S gehoben waren.

Die Bedingungen sind derartige, daß sie vermuten lassen, daß die submarine Terrasse, auf welcher sich die Kalkdolomitfazies des Langkofels zu bilden begann, während des Endes der Periode des alpinen oberen Muschelkalks Oszillationsbewegungen unterworfen war. Die Wechsellagerung von Breccien, Algenbänken und Pflanzenschiefern in den nächst höheren Horizonten zeigt, daß verschiedene Phasen und Wechsel in den submarinen Bedingungen vor der Buchensteiner Periode bestanden, als die Anhäufung der massigen Kalkdolomitentwicklung begann.

In der oberen Buchensteiner Zeit fanden die Laven und Tuffe, die sich im Gebiet des Ciamp de Pinōi und von Grōden im N ansammelten, keinen Zutritt zur submarinen Terrasse des Langkofels. Zu dieser Zeit muß sie eine deutlich ausgeprägte Erhebung im S der lokalen Eruptivspalten gewesen sein.

Das Auffinden einer Anzahl von Korallen- und Echinodermenresten und Zonen von Diploporenkalk, ähnlich dem Marmolatakalk, inmitten von Tuffablagerungen am Col de Stravertei durch die Autorin zeigt, daß der sich abdachende Schelf vom Gebiet des seichteren Wassers zu dem raschen Tieferwerdens und eruptiver Tätigkeit während eines Teiles der oberen Buchensteiner Periode weiter im S gelegen war als der jetzige Ciamp de Pinōi, kurzgesagt also, daß es eine größere Horizontalerstreckung hatte, als es jetzt den Anschein hat. Die jüngeren Laven des Ciamp de Pinōi und des Piz Pranseis und die zahlreichen Gänge zeigen, daß die Eruptivzone damals Vorstöße gegen S machte, d. h. gegen das seichtere Meer zu, und daß der sich abdachende Schelf durch verschiedene Brüche eine Einbuße erlitten haben muß. Das könnte erklären, warum die Zone der Wengener Kalkdolomitfazies so schnell im N der Eruptivfazies Platz macht.

Auf jeden Fall bezeichnen die Einzelheiten der Stratigraphie in diesen frühen Perioden eine Zeit von Einstürzen und Oszillationen in dem Gebiet, das gleich neben der Eruptivzone im N lag, und die ganzen Verhältnisse sind denjenigen sehr ähnlich, die anläßlich des Faziesüberganges südlich vom Duronpaß während der gleichen oberen Buchensteiner und Wengener Perioden beschrieben wurden (vgl. S. 79).

Diese Buchenstein-Wengener Verwerfungen, verknüpft mit lokalen Spalten, scheinen nach und nach ihre Tätigkeit eingestellt zu haben, sowohl hier als auch an anderen Lokalitäten, so wie die aktiven Phasen der eruptiven Tätigkeit erloschen und die Spalten und Ausgänge verstopft wurden. Eine allmähliche Abnahme der Eruptivtätigkeit trat im Grödener Gebiet in der Cassianer Zeit ein, und gleichzeitig wurden die vulkanischen Gesteine gleichmäßiger verteilt, so daß die Bedingungen des seichten Wassers mehr vorherrschend wurden. Im Langkofelgebiet findet man an der Südseite der ursprünglichen schmalen, submarinen Terrasse einen vollständigen Beweis für das allmähliche Übergreifen der Dolomitgesteine gegen S unter einem kleinen Winkel über die aus Tuff und Kalk gemischte Fazies.

Jeder Beweis für ein Vordringen gegen N in der gleichen Art wird unmittelbar nördlich vom Langkofel durch die Verwerfungen abgeschnitten. Aber die Abhänge des Sellamassivs, welche das Grödener Joch flankieren, zeigen eine Wechsellagerung (ein Ineinandergreifen) der beiden Fazies an einem Rand, in welchem Korallen-

felsen vorkommen und über welchem der Dolomit folgt. Wenn man die nördlichen und die südlichen Abhänge des Grödener Jochs miteinander vergleicht, so wird es augenscheinlich, daß der Schlerndolomit gegen das Ende der Cassianer Zeit wahrscheinlich eine zusammenhängende Ablagerung in diesem Gebiet bildete, welche den ganzen Meeresboden bedeckte.

So kann auf Grund von Detail-Beobachtungen festgestellt werden, daß die geringe Ausdehnung der Kalkdolomitablagerung im Langkofelmassiv während der Buchensteiner und der Wengener Periode auf geophysikalische Ursachen und im besonderen auf gleichzeitige Differentialbewegungen in der Erdkruste an der Nordseite während der Perioden aktiver Eruptivtätigkeit zurückgeführt werden kann und daß sie nicht ein Wallriff darstellt, das von Korallen aufgebaut und gegen welches die Tuffe aufgehäuft wurden. Außerdem wurde der wichtigste Algentypus, die *Diplopora annulata*, in den Buchensteiner Horizonten der Nordwand an ein oder zwei Stellen aufgefunden (S. 70).

Es ist wahrscheinlich der Fall, daß der Winkel, unter welchem die Kalkdolomitgesteine mit den anderen Fazies in der Buchensteiner und Wengener Zeit zusammentrafen, an der Nordseite ziemlich steil gewesen sein dürfte, aber dort zeigt wieder das Vorhandensein einer größeren Oberflächenausdehnung des sich zum Straverteigebiet abdachenden Schelfs und das Vorkommen von Korallen und Diploporen an dieser Stelle, daß der Zusammenhang zwischen dem Gebiet der Kalkdolomitfazies und der Eruptivzone den gleichen hauptsächlichsten Zügen folgte, wie man sie überall zeigen kann. Sowohl im Schlern als auch im Fermedagebiet übersteigt der Winkel in den steilsten Teilen nicht 30°, und in den meisten Teilen ist er bedeutend kleiner, 15—25°.

Im Fermedagebiet wurde gezeigt, daß die Bildung des Schlerndolomits auf einer schmalen, submarinen Terrasse in der Buchensteiner Zeit begann und sich bis zur Cassianer Periode nur sehr wenig in südlicher Richtung ausbreitete. Eine Reihe von Cipitkalk, respektive Dolomit mit Korallenriffstruktur bildete sich damals am Südrande des submarinen Schelfs aus, und dieser und die Tuffazies griffen am Südrand ineinander ein. Innerhalb des Gebietes, das durch diese Terrassen geschützt wurde, häuften sich die Ablagerungen an, die sich jetzt zu den hohen Gipfeln aus weißem, kristallinem Dolomit erheben, die die Fermeda- und die Geißlergruppe bilden. Es kommen auch in den dolomitischen Ablagerungen mehrere diskordante Schichtenablagerungen vor, die auf schwankende Bedingungen hinweisen (Fig. 23).

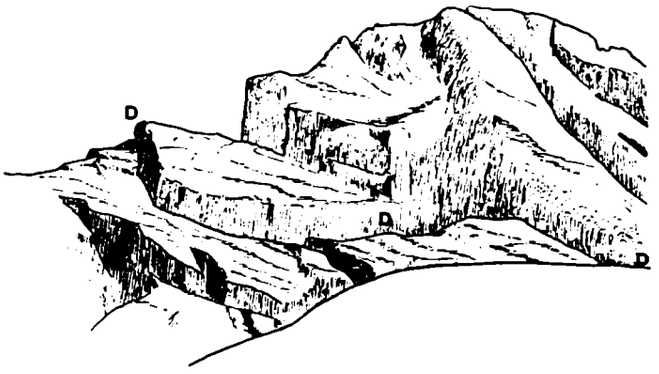


Fig. 23. Eine Terrasse in der Fermedagruppe. *D* = Diskordanz im Schlerndolomit, wo die Schichten auf einer Abrasionsfläche aufgelagert worden sind.

Wenn wir die Deutung annehmen, daß diese hauptsächlich aus Algenresten aufgebaut sind, so haben wir in ihnen ein gut definiertes Beispiel der Ablagerungen innerhalb eines seichten, geschützten Terrassengebietes vor uns, das an Mächtigkeit gegen ein Randgebiet abnahm, in welchem ein Schelf von Korallenfelsen vorhanden war, und die Terrasse dachte sich nach unten gegen das tiefere Gebiet der Eruptivfazies ab (vgl. Fig. 17).

Auf der Seite der Dolomitmasse ist der mit Tuff gemischte Kalk oder Dolomit der Korallenstöcke auf den Terrassen manchmal diskordant unter einem kleinen Winkel mit kristallinem, weißem Dolomit bedeckt, der als Schlerndolomit erkannt wurde. Feine, kalkige oder sandige Breccien wechsellagern damit und beweisen das Vorhandensein von einem seichtem Strand, sie gehen aber in der Hauptmächtigkeit der Fermedafelsen in Dolomit über. Nehmen wir also an, daß der Schlerndolomit seinen Ursprung zum größeren Teil in Resten von Kalkalgen hatte, so kann man die Bedingungen zu dieser Zeit so ziemlich abschätzen.

Die biologischen Untersuchungen über rezente Algen zeigen, daß jedes Gestein, das beträchtliche Mengen von Kalkalgen enthält, sich in einer Tiefe von nicht mehr als 100 *m* gebildet haben muß, wahrscheinlich aber nicht mehr als 50 *m*. Im Adriatischen Meer gehen nach Camerloher die Dasycladaceen nicht tiefer als 30 *m*; Morellet gibt als Grenze für die *Siphoneae verticillatae* im allgemeinen 15—20 *m* an. Aber diese Grenzen liegen dort tiefer, wo, wie in tropischen Meeren, das Licht tiefer in das Wasser eindringen kann.

In bezug auf Tiefe sind die Bedingungen für Korallen sehr ähnlich; der wichtigste Unterschied zwischen den für Algen und für Korallen günstigen Bedingungen liegt hauptsächlich darin, daß die Korallen der Brandungstätigkeit ausgesetzt sein müssen, während die sumpfigen Algenflächen ruhige Bedingungen brauchen. Die Beobachtungen in der Fermeda stimmen damit insoweit überein, als auf dem Panajoch und an der Ecke der kleinen Fermeda, wo die Schichtenfolge im N der O-W-Verwerfung erhalten ist, die Terrassen, welche die Korallenstöcke darstellen, am mächtigsten dort sind, wo sie der Tuffazies am nächsten sind, und geringer mächtig werden gegen die Dolomitfazies zu, d. h. die größte Mächtigkeit war am äußeren Rand, gegen die Brandung zu, und die geringere Entwicklung an der inneren Seite, am randlichen Schelf, wo sie unter eine feine Breccie oder eine diskordante Schichtenfolge von Dolomit einfallen. Dieser Unterschied steht in Übereinstimmung mit der Deutung, daß die Algenentwicklung in seichtem und geschütztem Wasser stattfand, die hinter den Randbauten eines Korallenschelfs lag.

Eine Randterrasse mit ähnlicher Mächtigkeitsabnahme gegen den Dolomit ist wieder an den unteren Abhängen der Steviaalpe und weiter im S am Ciampatsch, östlich von der Incislesalpe, aufgeschlossen. Das Vordringen des Schlerndolomits der Fermedagruppe fand gegen S über solche Terrassen hin statt, und die Grenze wurde im Anfang durch lokale Wechsellagerungen bezeichnet, welche Änderungen im Vorstoß und dann wieder Zurückweichen bedeuten, Wechsellagerungen zwischen dem Cipitkalk und Tuff, dolomitisiertem Korallenfels und kristallinem Dolomit und schließlich durch eine einheitliche Entwicklung von Schlerndolomit als der nächstjüngeren sedimentären Ablagerung.

Der Dolomit ist hier nur sehr langsam vorgedrungen in ununterbrochenem Zusammenhang mit der ersten schmalen Terrasse, auf welcher sich Dolomit in der Buchensteiner Zeit entwickelte.

Der Zusammenhang des Schlerndolomits mit dem Gebiet im N der Terrasse ist nicht erhalten, aber die nächsten Vorkommen der Eruptivfazies auf dieser Seite sind, etwa 4 *km* vom Panajoch entfernt im N der wichtigen O-W-Verwerfung von Villnös aufgeschlossen, in dem Rücken, der sich von der Schlüter Hütte herabzieht, und weiter nördlich im Peitler Kofelzug in Schlerndolomit übergeht.

Die Villnöser Verwerfung ist eine der Deformationen in O-W-Richtung, die die älteren Antiklinen durchschneiden. Als Folge dieser Verwerfung wurde der Abschnitt im S, der die Fermeda und die Geißlerspitzen enthält, im Verhältnis zum Abschnitt im N gehoben und mit steilem Südfallen aufgerichtet. Das ergriff beide Gesteinsfazies, die Cassianer Mergel und Kalke und den Dolomit; an der Südseite der Seceda- und Fermeda-Geißlergruppe zieht sich aber eine fast parallele Verwerfung durch, die steil gegen S geneigt ist und durch die Grenze der beiden Fazies der Aschkler Alpe weiter östlich im Schlerndolomit aufgeschlossen ist. Die Südseite ist aufgehoben; es ist also hier durch spätere Brüche und Schürfungen das „riffartige" Aussehen des Nordwalls viel stärker ausgeprägt worden.

Die Nordwand des Schlerns ist schon oben beschrieben worden, sowohl in bezug auf den kleinen Winkel, unter welchem die verschiedenen Fazies ursprünglich ineinandergreifen, als auch in bezug auf die spätere Hebung (S. 140).

So ist also für diese drei großen Dolomitgruppen des Schlerns und Rosengartens, des Langkofels und der Sella und der Fermeda die Schlußfolgerung aus den vorhergehenden Beobachtungen dahin zu ziehen, daß an der äußeren Grenze der Dolomitentwicklungen kein Wall von Korallenriffen in dem Sinne bestand, welchen Richthofen annahm, sondern daß ein sich abdachender Boden vorhanden war, auf welchem ein allmählicher Übergang von einer Fazies in die andere stattfand. Dieser Sockel war zum großen Teil aus Korallenbauten und gemischten Breccien zusammengesetzt (Cipitkalke usw.).

Wir sehen in diesen Beziehungen eine Gleichförmigkeit des Meeresbodens, welche eher den Beschreibungen ähnlich ist, wie sie von Agassiz,[1] Guppy, Langenbeck[2] und anderen gegeben wurden, von niedrigen Korallenriffen, die schelfartige Abhänge zwischen tieferen und seichteren Gebieten einnehmen. Die Beschreibung Langenbecks über die Bedingungen im Karibischen Meer erzählt von Unterschieden im Grade der Absenkung und bietet sehr interessante Vergleiche für die Studien in den Dolomiten.

Bemerkenswert in den Dolomiten innerhalb des untersuchten Gebietes der Karte ist das häufige Vorkommen von einem konglomeratischen Mischgestein der zwei Fazies an der Basis der Entwicklung von Schlerndolomit. In bezug auf die Cassianer Horizonte machen die Cipitkalkblöcke oder zerbrochene Stücke davon den Hauptteil in diesen Konglomeraten aus. Letztere sind an vielen Stellen offenbar Fragmente von den früher gebauten Korallenriffen oder -bänken, die von der starken Brandung abgebrochen und am Rande des Schelfs rasch mit den Tuffen und Mergeln abgelagert worden sind. Auf dem seichteren Meeresboden ist dann die Richtung der Dolomitfazies vorgerückt. Wo, wie es am Grödener Joch der Fall ist, das verkittende Gestein hauptsächlich Mergel und nicht Tuff ist, würden diese Verhältnisse auf eine Pause in der Senkung oder sogar eine lokale Erhebung hinweisen. In vielen Fällen aber, wo Tuffe das verkittende Material bilden, wären die rasche Anhäufung der Tuffe und die vulkanischen Ereignisse in der Nähe ohne positive Krustenbewegung eine genügende Erklärung.

Auf den vorhergehenden Seiten ist gezeigt worden, daß, während in den Dolomitgebieten das ganze Gebiet durch die gleichaltrigen lokalen Verwerfungen sich gesenkt haben dürfte, die vulkanischen Abschnitte lokal zu größeren Tiefen absanken als die Abschnitte, in deren seichtem Wasser sich die Kalkdolomitfazies anhäufte.

Wir wollen nun unsere Ansichten über die biologischen Beweise in bezug auf die Entstehung des Schlerndolomits zusammenfassen.

1. Er ist die Ablagerung eines weitverbreiteten, seichten Meeres mit sehr reichem Pflanzen- und Tierleben. Viele verschiedene Organismen haben an seiner Bildung teilgenommen, unter welchen wahrscheinlich die Diploporen in bezug auf die gesamte Menge ihrer Reste vorherrschten, aber auch die Mollusken, Brachiopoden, Korallen, Spongien und sehr wahrscheinlich auch die Foraminiferen, wenn darüber auch wenig bekannt ist, spielten eine große Rolle. Innerhalb dieses westlichen Gebietes enthält der Schlerndolomit des Sellamassivs die besten Beweise einer verschiedenartigen Fauna im Vallon und der Ostterrasse, wo er der Tuffazies zunächst lag. Große Chemnitzien wurden dort und im Dolomit von Pordoi im S des Massivs gefunden.

2. Trotz der fortwährenden Senkungsbewegungen im Meeresboden erhielt sich die Oberfläche dieser Bänke oder Massen von Kalk immer in einer geringen Tiefe.

3. In der Nähe der vulkanischen Ausbrüche war die Anhäufung von Kalkmaterial unterbrochen. In der oberen Buchensteiner und der Wengener Zeit war das Meer an diesen Stellen tiefer als im Gebiet von fortgesetzter Kalkbildung, aber durch das große Volumen der Laven und Tuffe ragten schließlich inselartige Erhebungen aus den tieferen Gebieten auf.

4. Am Rande der tieferen Gebiete siedelten sich an steilen Abhängen, welche sich durch die Differentialbewegungen auf dem Meeresboden bildeten, häufig Korallen an und bauten lokale Riffe, welche höher lagen als das Tuffgebiet und

[1] Agassiz Al., „The Fortugas and Florida Reefs". 1883; „The Islands and Coral Reefs of the Fiji Group", American Journal of Science, February 1898.

[2] Langenbeck, Dr. R., „Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe und ihre Bedeutung für geophysische Fragen", Leipzig 1890. Vgl. Autorin, „Coral in the Dolomites", Geol. Mag., London 1894, S. 60.

diese Lage so lange beibehielten, als die Bewegungen für sie günstig waren. Solche Bewegungen dauerten jedoch nicht immer an, und in den Pausen zwischen den Senkungen waren die Riffe stark zerbrochen, die Tuffe drangen in die Kalkfazies ein, und das organische Leben der seichteren Gebiete verbreitete sich über die Riffe und die Tuffazies der früheren Randgebiete. Andere Korallenbauten traten als niedrige Bänke oder linsenförmige Massen manchmal in der Tuffazies, manchmal in der Kalkfazies auf. Echinodermen und kleine Molluskenformen sammelten sich in der Nachbarschaft dieser Bauten an.

5. Diese intermittierenden Verhältnisse waren besonders für die Cassianer Periode charakteristisch, und die „Cipitkalke" dieser Stufe bilden den Typus dieser älteren Korallenbauten. Während der späteren Stadien dieser Stufe wurden die tieferen Gebiete mehr und mehr mit vulkanischem Material aufgefüllt, und es zeigt sich eine deutliche Abnahme in der Intensität der vulkanischen Störungen und der differentiellen Krustenbewegungen. Sowohl damals als auch in der Raibler Zeit breitete sich die organische Fazies einschließlich der ausgebreiteten Algenmassen in wachsendem Maße über die vulkanische und die klastische Fazies aus, wenn auch noch in vielen Gebieten mit Unterbrechungen. Während dieser ganzen Periode von allgemeinerem Seichterwerden bildeten sich lokal die gleichen Typen von beschränkten Korallenbauten, nämlich *a)* als gelegentliche dünne Lagen zwischen dem kalkig-dolomitischen Material von anderem organischen Ursprung oder den klastischen Sedimenten gleichen Alters; *b)* als steilere, hervorragende Riffwälle am Rande von vulkanischen Depressionen oder Verwerfungen, die gewöhnlich an der Seite gegen die seichten großen Kalkablagerungen zu an Mächtigkeit abnehmen und unter verschiedenen Winkeln (zirka 15—25°) mit den vulkanischen Tuffen und Breccien an der anderen Seite verkeilen.

6. Diese linsenförmigen Vorkommen von Korallen- und Echinodermenresten haben nur wenig Beziehung zu den Dolomitmassiven, auf welche die Bezeichnung „Korallenriffe" von Richthofen und Mojsisovics angewendet wurde. Die Dolomitmassive verdanken ihren Ursprung einer Sedimentation unter den besonderen Bedingungen der Existenz submariner Floren und Faunen in der Nachbarschaft von vulkanischen Ausbrüchen, die in einiger Entfernung von allen Küstengebieten stattfanden. Ihre ursprüngliche Lage war auf mehreren submarinen Terrassen, die großenteils nur sanfte Abhänge besaßen. Die isolierte und imposante Lage, die jetzt einige dieser Massive darbieten, ist zum Teil den späteren Deformationen im Verlaufe der Krustenbewegungen in den alpinen Gebieten und der Erosion zuzuschreiben.

Der Marmolatakalk im O des Fassatales zeigt nach den Untersuchungen von Salomon Faziesbeziehungen zu den Schlerndolomitmassiven im westlichen Gebiet. Er ist jedoch viel reicher an Fossilien, und an manchen Stellen kommen die für diese Periode typischen Algen in solcher Menge vor, daß Salomon zur Schlußfolgerung kam, daß sie der Hauptfaktor beim Aufbau des Gesteins gewesen sein dürften.

Ob wir nun das Marmolatamassiv oder den Collaz betrachten, der noch in den Bereich dieser Arbeit fällt, so finden wir wieder, daß das isolierte, riffähnliche Aussehen das Resultat einer späteren Aufrichtung der Kalkfazies in steiler Lagerung und von Überschiebungsbewegungen ist, welche stellenweise die Kalkgesteine wie am Col Laz in neue und fremdartige Lagen gebracht haben. Die gleichaltrigen Tuffe sind nach der Aufrichtung viel leichter wegerodiert worden.

Am Faziesrand zwischen dem Kalk und dem Rücken aus Eruptivgesteinen sind die Tuffe, die hier mit geringerer Mächtigkeit und mit größeren Unterbrechungen mit dem Kalk verkeilen als im Hauptteil der Eruptivserie, leicht denudiert worden, und das Tal des Fedajabaches liegt gerade zwischen den beiden stark kontrastierenden Fazies — der Kalk- und der Tuffazies.

Weiter im S findet sich in der Mairinswand, an der Südecke der Eruptivfazies von Buffaure, überhaupt keine Spur von Korallenbauten, weder zwischen den Tuffen noch dem Marmolatakalk, aber die Gesteine stammen hier aus der oberen Buchensteiner Zeit, und in diesem Horizont sind Korallen sehr selten, wenn sie auch die Autorin im Ciamp de Pinöi auffand (vgl. S. 68). Der Marmolatakalk von der Mairinswand enthält reichlich Evinospongienknollen, gelegentlich Echinodermenstacheln und schlechte Exemplare von kleinen Bivalven und Brachiopoden. Auch der Marmolatakalk, der den Rodellagipfel bildet, ist steil gegen N aufgerichtet und ist ein verschobener keilförmiger Gesteinsteil über einer Schubfläche.

Wir wenden uns nun den bathymetrischen Verhältnissen der Tuff- und Mergelfazies zu. In der Korallenrifftheorie wurde diese als die normale, sedimentäre Fazies behandelt — eine unglückliche Beschreibung für eine Serie, die zum größten Teil aus vulkanischem Material besteht. Es wäre sicher passender gewesen, das Gestein von organischem Ursprung als die normale Fazies und das vulkanische als eine gleichaltrige, lokale Fazies anzunehmen.

Vom Standpunkt ihrer größeren Oberflächenentwicklung aus sollten die Kalke und Dolomite und nicht die vulkanischen Gesteine als die normale Fazies der ladinischen und karnischen Stufe in den Dolomiten angesehen werden. Die geographische Verteilung der Mergel ist keine derartige, daß sie andeuten würde, daß sich die Mergel längs der Küste einer größeren Insel in den Zentralalpen gebildet hätten, wie man anscheinend gedacht hatte. Ihre Verteilung lag, wie in den vorhergehenden Kapiteln gezeigt wurde, längs mehr oder weniger zusammenhängender Zonen oder Brennpunkte vulkanischer Tätigkeit im Herzen des Gebietes, in welchem sich die Kalke und Dolomite entwickelten.

Was die Wengener und Cassianer Schichten in den Dolomiten betrifft, so ist es kaum notwendig, irgendwelche andere Quellen für ihre klastischen Sedimente anzunehmen als die ladinischen Eruptivgesteine; der Unterschied zwischen den Tuffen und den Sandsteinen und Mergeln ist ein derartiger, daß er nur einen größeren oder kleineren Grad von Erosionstätigkeit und Aufbereitung des ursprünglichen Materials im Zusammenhang mit wechselnder Beimengung von Karbonaten bedeutet.

Die Schiefer der typischen Wengener Schichten mit ihrer Fauna von dünnschaligen Bivalven und Ammoniten tragen nicht den Charakter einer litoralen Bildung. Die Landpflanzenreste kann man nicht als einen Beweis für geringe Tiefe ansehen, denn wir wissen, daß man solche Reste gelegentlich auch rezent im offenen Meer und sogar in beträchtlichen Mengen im Tiefseesediment antrifft. Aber diese Pflanzen zeigen, daß sich Landgebiete in keiner großen Entfernung befanden; höchstwahrscheinlich waren vulkanische Inseln die Quellen, aus welchen kleine Bäche die Pflanzenreste in die umgebenden Meere beförderten.

Auch deuten die unteren Cassianer Schichten nicht auf ein gewöhnliches Küstengebiet als ihren Ursprungsort hin, sondern eher auf geschützte Becken zwischen einem sehr unebenen Meeresboden, aus welchem sich gewisse höher gelegene Gebiete über den Meeresspiegel erhoben. Die oberen Cassianer Schichten zeigen mehr das Aussehen einer litoralen Fauna, aber sowohl in diesem Fall als auch für die Raibler Schichten waren in den Dolomiten die Bedingungen diejenigen von Seichtwasser in der Nachbarschaft von lokalen Erhebungen.

Wöhrmann schrieb mit Bezug auf die Raibler Schichten in den Südalpen folgendes: „Daß diese klastischen Massen ausschließlich von den älteren oder gleichzeitig entstandenen Vulkankegeln herrühren, beweist der Umstand, daß solche nur im Umkreis der Ausbrüche zu finden sind, dagegen in deren weiterer Umgebung durch eisenschüssige Dolomite und Mergel, im S und O durch Kalk- und Mergelablagerungen ersetzt werden." (Alpine und außeralpine Trias, 1894, l. c., S. 37.)

Die Norische Stufe.

Dachstein Dolomit und Kalk.

Die Norische Stufe ist durch Dachsteindolomit vertreten, der die Dolomitfazies des Dachsteinkalks und des Hauptdolomits in gewissen Gebieten der Ostalpen ist. Der Horizont des Dachsteindolomits tritt innerhalb des Gebietes, das die geologische Karte von Fassa und Gröden umschließt, nur in sehr kleinen Aufschlüssen zutage. Er ist beschränkt auf ein paar Erosionsreste auf der Gipfelterrasse des Schlerns, die über den Raibler Schichten in ihrer ursprünglichen Lage erhalten sind.

Das Gestein ist gewöhnlich gut geschichtet, blaßgrauer oder grauweißer, seltener rötlicher, etwas kalkiger Dolomit mit Abdrücken und Schalen der für ihn typischen Fossilien (*Megalodus Gümbeli* Stopp., *Avicula exilis* Stopp., *Turbo solitarius* Ben., *Diplopora (Gyroporella) vesiculifera* Gümb.).

Eine viel weitere Verbreitung hat er im Sellamassiv, im O der vorliegenden Karte. Die Schichten sind hier sehr stark dolomitisch. Besonders den unteren Teil kann man nur schwer vom Schlerndolomit unterscheiden. Aus diesem Grunde wurde auch der Dachsteindolomit, welcher die Terrasse des Pian de Sass an der Ostseite des Sellamassivs bildet, von Mojsisovics bei seiner Aufnahme als Schlerndolomit eingetragen. In diesem Falle wurden später von der Autorin Fossilien aufgefunden, aber selbst wenn keine Fossilien gefunden werden können, so besteht doch in der Regel ein lithologischer Unterschied. Der Dachsteindolomit ist gewöhnlich massiger und ebener und gleichmäßiger geschichtet als der Schlerndolomit; seine Farbe ist fast immer grauweiß, selten rötlich; hie und da wird das Gestein porös und enthält drusige Hohlräume, aber es ist nicht durchaus porös wie der typische Schlerndolomit.

Die Fossilien, die am häufigsten vorkommen, sind verschiedene Arten von *Megalodus*. In den höheren Horizonten kommen Gastropoden, wie *Turbo solitarius*, und kleine Bivalven nicht selten vor. Fossilien sind ziemlich häufig, aber die Mannigfaltigkeit der Arten ist sehr beschränkt.

In manchen Gebieten ist es möglich, ähnlich wie in den Nordalpen, einen unteren Teil aus Dachsteindolomit und einen oberen Teil aus Dachsteinkalk zu unterscheiden, welcher selten oder nur sehr wenig dolomitisch, weniger kristallin und besser geschichtet ist. Das läßt sich in den meisten Teilen der nördlichen Züge in den Dolomiten durchführen. Der Dachsteindolomit ist das höchste Glied der Triasfolge in den Dolomiten. Im Sellamassiv östlich vom Sellajoch treten gewisse Gesteine des Lias, Jura und Neokoms auf. Sie wurden dort von der Autorin entdeckt und in zwei Arbeiten[1] beschrieben. Größere Vorkommen finden sich im Puez- und Gardenazzamassiv im O der Aschkler Alpe; diese sind von Uhlig, Haug und Mojsisovics[2] beschrieben worden.

Diese zwei Vorkommen nördlich und südlich vom Grödener Joch zeigen untereinander große Ähnlichkeit nicht nur in ihrem petrographischen Charakter, sondern auch in ihrer Beziehung zu Überschiebungen der Dachsteinkalke und -dolomite in den Gipfelgebieten.

Im Enneberggebiet im O ist der Dachsteindolomit sehr gut und regelmäßig geschichtet. Er hat eine weite Verbreitung infolge mehrerer staffelförmigen Brüche, an denen die östlichen Schollen abgesunken sind. In diesem Gebiet ähnelt die Entwicklung des Dachsteindolomits vielmehr seinem Vorkommen in Nordtirol.

[1] Autorin, „Torsion-Structure in the Dolomites", Q. J. G. S., 1899; „Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol", Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1910, S. 219.

[2] Vgl. Literaturliste.

Übersicht der Faziesentwicklung.

Zum Schlusse des stratigraphischen Teiles wird hier die Liste der systematischen Abteilungen, unter denen die Trias-Schichten oben angeführt worden sind, und darnach eine Übersichtstafel der Hauptzüge in ihrer Faziesentwicklung gegeben. Die Übersichtstafel nimmt Bezug auf die faziellen Entwicklungen innerhalb des Fassa-Grödener Gebietes und vergleicht sie mit denen in Enneberg und in dem gleich nördlich davon gelegenen, an die Zentralalpen angrenzenden Gebiete.

Liste der systematischen Abteilungen der Trias.

Obertrias

Norische Stufe		Dachsteindolomit
Karnische Stufe		Raibler Schichten Ober-Cassianer Schichten Cassianer Schichten

Mitteltrias

Ladinische Stufe		Wengener Schichten Obere Buchensteiner Schichten Buchensteiner Schichten
Anisische Stufe oder Alpiner Muschelkalk	Obere Gruppe (Trinodosus-zone)	Oberer Muschelkalk Bituminöse Grenzzone Mendoladolomit oder -kalk
	Untere Gruppe (Binodosus-zone)	Unterer alpiner Muschelkalk

Untertrias

Skytische Stufe oder Werfener Schichten	Obere Werfener Schichten (Campiler Schichten) Untere Werfener Schichten (Seiser Schichten)

(Übersichtstafel auf der folgenden Seite.)

Triassische Schichtenfolge:	Dolomitfazies im Grödener Gebiet und westlichen Fassatal (Rosengarten-Schlern)	Eruptivgestein und Kalk-Mischfazies im Grödener und Fassagebiets (Buffaure-Dona-Gebiet)	Kalkfazies im Fassatal (östlich) und Contringebiet; Mairins; Col Laz	Eruptivgestein und Kalk-Mischfazies in Enneberg und am Nordrand	Dolomitfazies in Enneberg und am Nordrand
Dachsteindolomit	Gutgeschichteter Dolomit	Gutgeschichteter Dolomit.	Nicht erhalten.	Gutgeschichteter Dolomit.	Gutgeschichteter Dolomit.
Raibler Schichten	Dolomitbänke und -linsen. Mergel, Sandsteine, Breccien in Wechsellagerung mit Korallenrasen und versteinerungsführenden Bänken.[1] Geschichteter Dolomit. [1] *Myophoria Kefersteini, Gonodon (Corbis) Mellinghi, Sphaerocodia* usw.	Dolomit mit Megalodontenresten; rote Mergel und feine Breccien; Sandstein oder sandiger Kalk mit Versteinerungen. Dolomitbänke mit Mergeln wechsellagernd. Haupttypen: *Myophoria Kefersteini, Perna Bouéi.*	Nicht erhalten.	Dolomit mit Megalodonten. Bunte Mergel, Gipsmergel, Oolithe und Breccien mit Quarz (Kohlenflöze und Lumachellenkalk in Heiligkreuz-Schichtfolge). Versteinerungsreicher Kalk und Sandsteinlager, lokal mit Eisenerz, Sphaerocodien, Hornsteinknollen.	Dünngeschichteter Dolomit und blaßrote oder graue Mergel. Der Dolomit schwillt örtlich an und die Mergel werden eisenhaltiger. Sandiger Dolomit mit spärlichen Bivalvenresten, Myophorien usw. Rötliche Breccien. Dolomitschiefer.
Obere Cassianer Schichten	Geschichteter oder massiger, hochkristalliner Schlerndolomit, porös, versteinerungsarm.	Cipitkalke u. Tuffe („*Pachycardia*-Tuff"-Fauna von Raibler und Cassianer Typen gemischt) in Wechsellagerung mit Mergeln, die hauptsächlich Cassianer Zwergtypen enthalten. Haupttypus: *Pachycardia rugosa.*	Nicht nachweisbar; nach einigen Autoren reichen die höheren Horizonte der mächtigen Entwicklung des Marmolatakalks im Contringebiet ins Cassianer Alter.	Blöcke und Linsen von Cipitkalk; Kalkmergel mit Mischfauna von Raibler und Cassianer Typen, nach unten in Tuffe und Cipitkalkbänke übergehend. Haupttypus: *Cassianella Beyrichi.*	Massiger, kristalliner Schlerndolomit.
Cassianer Schichten	Schlerndolomit. Leitfossil: *Diplopora annulata.*	Cipitkalke und Tuffe mit harten fossilreichen Kalkbänken und Mergeln wechsellagernd — Zwergfauna vom Typus St.-Cassian-Stuores-Wiese sehr mannigfaltig.	Nicht nachweisbar; nach einigen Autoren reichen die höheren Horizonte der mächtigen Entwicklung des Marmolatakalks im Contringebiet ins Cassianer Alter.	Kalk und Kalkmergel mit reicher „Stuores"-Zwergfauna in Wechsellagerung mit gelblichen Cipitkalkbänken, Tuffen und gelegentlich dünnen Laven.	Schlerndolomit.
Wengener Schichten		Schwarze Schiefer mit *Daonella Lommeli*; dunkle Bombentuffe und Laven und schlackige Tuffe, Kalklinsen und Blöcke, wechsellagernd. Ammoniten, Posidonien, Daonellen.	Marmolatakalk.	Schwarze Schiefer mit *Daonella Lommeli*; Tuffe und Aschentuffe, Tuffmergel in Wechsellagerung mit Pflanzenresten und *Posidonia Wengensis*, Kalklinsen mit Ammonitenresten.	
Obere Buchensteiner Schichten		IV. Mandelsteinlavadecken von augitreichen Andesiten. III. Palagonittuffe u. Tuffbreccien mit hornsteinreichen Kalklagen wechselnd und von Gängen lokal zerbrochen. II. Feldspatreiche Andesite als Decken- und Lagergänge gewöhnlich nahe der damaligen Oberfläche eindringend. I. Eruptivbreccien, Spaltenagglomerate, Tuffe in Gängen.	Marmolatakalk.	IV. Mandelsteinlaven, sehr dünn; plattige Hornstein führende Kalke. III. Palagonittuffe und Tuffporphyrbreccien gut entwickelt, aber dünn im Vergleich mit dem Fassa-Grödener Gebiet. II. Feldspatreicher Andesit als kleine Gänge und Lager in Hornstein führendem und sandigem Kalk und Mergel; Breccienkalk unregelmäßig gebildet und mit Tuff gemischt.	

Obere Trias

Mitteltrias

Mitteltrias	Buchensteiner Schichten	Zum Teil knolliger Dolomit mit geringem Inhalt grüner Tuffe und dolomitischer Breccien, etwa 8 bis 12 *m*. Knolliger Dolomit kommt öfters vor.	I. Hornsteinknollenkalk und grüner *(Pietra Verde)* Tuff. Lokal von Gängen und Lagergängen durchdrungen.	Heller, kristalliner Kalk mit kleinen Hornsteinknoten, weiße, reich geäderte, Kalk und Hornstein führende Knollenkalke mit dünnem, lebhaft grünem Tuffüberzuge oder Tuffelzen.	Hornstein führender dick- und dünngebankter Knollenkalk mit schwarzen Daonellenschiefern in Wechsellagerung. Die grünen Tuffe sind innig mit dem Hornsteinkalk verbunden. Ammoniten, Daonellen, Brachiopoden.	Schlerndolomit.
	Oberer Muschelkalk, bituminöse Grenzzone	Dünngeschichteter bituminöser Dolomit, nach oben in Algenkalk und bituminösen Kalk und Kalkschiefer mit Pflanzenresten übergehend. 18 bis 20 *m* in Mächtigkeit variierend. Leitf.: *Diplopora annulatissima.*	Bituminöser Schiefer und Kalk in Wechsellagerung mit Hornstein führendem Kalk; Pflanzenschiefer und Kalkbreccien.	Bituminöser Kalkschiefer in Wechsellagerung mit dolomitischem Kalk, auch Kalklagen mit Algen oder Echinodermresten *(Diplopora annulatissima).*	Dünngeschichteter, schwarzer Kalk, stark bituminös, mit Asphalt, die Oberflächen oft knollig. Kleine Brachiopoden und Bivalven, ärmlich erhalten, Daonellen. *Daonella Sturi.*	
	Oberer alpiner Muschelkalk (*Trinodosus*-Zone)	Mendoladolomit ein hochkristalliner, poröser, hellrosa, gelb und weiß verwitternder, massiger Dolomit; zirka 50 bis 60 *m* dick. Leitf.: *Physoporella (Diplopora) pauciforata.*	Mendoladolomit typisch, aber in den Eruptivgebieten vielfach zerstückelt und von Tuff und Andesit umschlossen oder von Lagergängen durchdrungen oder inkonform von Eruptivbreccien und Agglomeraten überlagert.	Mendolakalk, ein hochkristallines, poröses, massig gebanktes Gestein, hellrosa oder grauweiß verwitternd.	Typischer Mendolakalk oder -dolomit kann ganz fehlen oder als dünne Lagen mitten in einer nach unten fortgesetzten Schichtengruppe mit den gleichen Merkmalen wie die der Grenzzone vorkommen. Knorrige, Hornstein führende Lagen kommen vor.	Mendoladolomit kann vom Schlerndolomit, an Stellen wo kein Buchensteiner Hornstein führender Dolomit vorkommt, nicht ohne Fund von Diploporen unterschieden werden.
	Unterer alpiner Muschelkalk (*Binodosus*-Zone)	Gutgeschichteter, orange- oder creme-verwitternder, dichter Dolomit, nach unten in rote Mergel und wechsellagernde graue Pflanzenschiefer, bituminöse Kalke, und rote oder graue feste Konglomerate übergehend. Einige Bänke voll mit Myophorienresten und anderen Bivalven oder mit Krinoidenresten; zirka 35 *m* Mächtigkeit.	Dolomitbänke und rote Mergel; Pflanzenschiefer, Myophorienkalke, rote und graue Konglomerate; in den Eruptivgebieten zerstückelt oder von Andesit oder Tuffbreccien inkonform überlagert. Die Mächtigkeit beträgt etwa 30 bis 40 *m*.	Dolomitbänke nach unten in Mergel, Pflanzenschiefer und versteinerungsführende Kalke übergehend. Die Konglomerate werden dünn und oft grau anstatt röllich gefärbt; in Wechsellagerung kommen Kalkbänke vor, voll mit kleinen Myophorien, deren Schalen grüne und rote Verwitterungszustände aufweisen. Zirka 30 *m* Mächtigkeit.	Plattige, graue, bituminöse Mergel und Mergelkalke und Pflanzenschiefer in Wechsellagerung mit rotem Mergel und Krinoidenkalk in verschiedenen Mächtigkeiten entwickelt. Darunter bivalvenreiche Horizonte, dunkle Breccien, und rote oder graue Konglomerate und bunte Mergel. Darunter geschichtete, dickgebankte Dolomitfelsen, die im Wengental und gegen St. Vigil 25 bis 40 *m* mächtig sind. Im letzteren Gebiet ist die Entwicklung der ganzen Gruppe außergewöhnlich mächtig (bis zirka 150 *m*).	Plattige, hellgraue Kalkbänke und Dolomit; Mergel mit Pflanzenschiefern und Krinoidenbänken wechsellagernd: rote Mergel und graue oder blaßrötliche Konglomerate; gelbliche sandige Kalke mit Versteinerungen; gebankte Dolomitfelsen.
Untere Trias	Obere Werfener oder Campiler Schichten	Dunkelrote, glimmerige, sandige Schiefer mit kleinen Schnecken und Pecteniden; dickgebankte Kalke sind Mergelkalke, Wände bildend, und versteinerungsreich; Fleckenmergel, braunrot und grünlich; buntfarbige Schiefer und Mergel nach unten mit Gastropoden-Oolith-Bänken wechselnd; brecciöse Kalkbank oft anwesend.	Die Hauptzüge der Werfener Schichten sind sehr ähnlich in allen den Gebieten. Leitfossilien im Fassa-Grödener Gebiet: *Anodontophora fassaensis, Pseudomonotis inaequicostata, tenuistriata, austriaca; Pecten vajolletensis; Naticella costata Turbo rectecostatus; Holopella gracilior* der Gastropodenbänke; usw.		Grünliche oder blaßgraue und rote Mergelschiefer mit Glimmerschüppchen; dunkelroter oder grünlicher Fleckenmergel und Kalk mit welligen Oberflächen und Glimmerbeschlag; dickbankige, versteinerungsreiche Kalke; dunkelrote, grünliche und graue glimmerige Mergel mit Gastropoden-Oolith-Bänken.	Ibid., aber geringmächtiger. Leitfossilien: *Naticella costata; Turbo rectecostatus; Tirolites cassianus;* kleine *Pectinidae;* viele *Pseudomonotidae; Holopella gracilior.*
	Untere Werfener oder Seiser Schichten	Graue, plattige Kalke mit vielen Pseudomonotis-Individuen und kleinen „Myaciten", einige Bänke mit reichem Glimmerbeschlag und unreinen Mergeln, Mergelkalke.	*Anodontophora fassaensis, Pseudomonotis aurita, P. Clarai, P. venetiana, P. intermedia; Lingula tenuissima;* kleine Myaciten.		Grauer Mergelkalk mit Versteinerungen: sandige und glimmerreiche Kalke und unreine Mergelkalke; helle Kalke mit „Myaciten".	*Pseudomonotis aurita; P. Clarai, P. venetiana; Lingula tenuissima;* kleine Myaciten.

Der spätere Einfluß der faziellen Übergänge.

Da nun in diesen Tabellen die Hauptzüge in der Entwicklung der Trias zusammengefaßt worden sind, dürfen die faziellen Bedingungen bezüglich ihres Einflusses auf die späteren alpinen Deformationen kurz besprochen werden.

Die untertriassischen oder Werfener Schichten weisen eine ziemlich gleichmäßige Entwicklung über das ganze Gebiet hin auf; sie sind aber geringmächtiger am Nordrande der Seceda und der Gruppe der Geißlerspitzen und gewinnen südlich gegen das Grödental und östlich gegen das Ennebergtal rasch an Mächtigkeit. Das charakteristische Vorkommen kleiner Glimmerschüppchen auf den Oberflächen vieler Schichten ist durch die ganze Gegend bemerkbar und deutet auf die Nachbarschaft einer Küste hin.

Im Gebiete des Nordrandes, und zwar in seinem östlichen Teil, fängt die Zone des unteren alpinen Muschelkalks (*Ceratites-binodosus*-Zone) mehr weniger mit Dolomitfelsen an, die von roten Mergeln, roten und grauen Breccien und Konglomeraten gefolgt werden. Die Breccien nehmen etwas südlich eine konglomeratische Beschaffenheit an. Sonst fehlen in den Gegenden von Ober-Ennebergtal, Campiltal und Villnöstal diese Dolomitfelsen. Die Schichtenfolge fängt mit Kalken, öfters von kleinen Myophorien erfüllt, roten Mergeln und Konglomeraten an. In der weiteren Entwicklung des unteren Muschelkalks ist die Schichtenfolge in diesen Gegenden ziemlich die gleiche, nur ist sie in dem östlichen Gebiet viel mächtiger, zwei- und dreimal so mächtig wie gegen W, entwickelt. Die höheren Horizonten enthalten Pflanzenschiefer, rote Mergel, Krinoidenkalke und wulstige Kalke und Kalkschiefer.

Die Entwicklung des unteren Muschelkalks im Fassa-Grödener Gebiet schließt sich der westlichen Enneberg und Campiler Fazies an, zeigt aber in südlicher Richtung einen allmählich geringeren Anteil der Pflanzenschiefer und Mergel in den mittleren und höheren Horizonten und in den höheren Lagen eine Vertretung durch gut geschichteten, hellen, dichten Dolomit. Dagegen sind die tiefer liegenden Konglomerate im ganzen Gebiete, wenn auch in wechselnder Mächtigkeit, verbreitet. In sie sind noch im Fassagebiete sowohl große wie auch kleine, runde und glattgeriebene Dolomitstücke eingeschlossen, die wahrscheinlich von den „Bellerophonkalk"-Dolomitlagen, auch möglicherweise von dem am Nordrande darunter liegenden Dolomit (Untermuschelkalk-Alter) herstammen.

Jedenfalls ist klar, daß in dieser Periode der *„Binodosus"* oder Zone des „unteren alpinen Muschelkalks" die Meeresbedingungen im Nordrandgebiete veränderlich und wechselreich waren, und während hier in dieser Periode der Boden seicht geblieben war und sich in einem Bereiche befand, welcher der Zufuhr von Pflanzenresten offen war, wurde der Meeresboden südlich gegen Fassa und südöstlich im Contringebiete langsam tiefer und kam in den Bereich des offenen Meeres.

In der zunächst folgenden Periode der *„Trinodosus"*-Zone oder Zone des „oberen alpinen Muschelkalks" wurde in den Fassa- und Contringegenden Mendolakalk abgelagert. Westlich von Fassa und im Grödengebiete ist das entsprechende Gestein Mendoladolomit. Im Unter-Enneberg gibt es rasche Fazieswechsel von kristallinem Mendoladolomit zu einer geringen Schichtenreihe von stark bituminösen und oft Hornstein führenden Kalken und Kalkmergeln, die in den allerobersten Horizonten einen zunehmenden Gehalt von Bitumen aufweisen.

Diese bituminösen Fazies erscheinen in den südlichen Gebieten erst in den allerhöchsten Schichten der Zone des „oberen alpinen Muschelkalks". Sie liegen dort auf dem kristallinen Mendolakalk oder -dolomit und sind als dunkler, bituminöser, plattiger Dolomit oder Kalk entwickelt, der mit Pflanzenschiefern, gelegentlich auch mit Algen- oder Krinoidenkalkbänken und groben oder feinen Breccien in Wechsellagerung steht. In einigen Lokalitäten kommen dünne Bänke von Hornsteinkalken vor.

Diese Schichtengruppe weist auf die ersten Anzeichen von engbegrenzten Bewegungen in der Gegend hin. In der Buchensteiner Zeit ist in der ganzen Gegend mit ineinandergreifenden Fazies zu rechnen, die entweder keine Dolomitfelsen enthalten oder sie in sehr verschiedenartigem Maße und in verschiedener Entwicklung aufweisen. In den betreffenden vorangehenden Seiten sind diese mit gleichzeitigen differentialen Krustenbewegungen in Beziehung gebracht und mit dem Vorhandensein von gewöhnlich sanft, aber auch steiler aufsteigenden, höher gelegenen submarinen Terrassen, auf welchen die Kalk- oder Dolomitbildung gleichmäßig erfolgte, zwischen unregelmäßig begrenzten Gebieten, wo die Meeressedimente verschiedene Mischgesteine bildeten. In der oberen Buchensteiner Zeit wurde die Gegend von heftigen vulkanischen Ausbrüchen erschüttert.

Vom Standpunkte der regionalen Bewegung war die Gegend innerhalb eines weiten Absenkungsgebietes, zugleich aber unter horizontalem Drucke, von Spalten zerbrochen oder wellenartig verbogen.

Diese Bedingungen bestanden mehr oder weniger im ganzen Gebiete während der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Perioden weiter fort und brachten eine solche Mannigfaltigkeit in den Schichtenbeziehungen hervor, daß fast jede kleine Gegend ihre eigenen lokalen stratigraphischen Eigenschaften aufweist und für sich studiert werden muß.

Die allgemeine Hauptsache, welche hier betont werden soll, ist, daß das Ineinandergreifen der Tuff- und Mergelfazies mit der Kalk- oder Dolomitfazies, die sich auf den Terrassenabhängen bildete, fast immer inkonform ist. Gewöhnlich treffen sich die Schichten unter einem kleinen Winkel (vgl. S. 161). Immerhin bedeutete diese Menge vieler ursprünglichen, submarinen, flachen Transgressionen in der Schichtenfolge von vornherein eine große Schwäche in ihrer Festigkeit.

Unter dem späteren Drucke der Alpenbewegungen in jungtertiärer Zeit waren diese schwächeren Stellen viel nachgiebiger als z. B. irgendeine große Anhäufung von Laven und Tuffen, wie am Buffaure oder die gleichmäßig in großer Mächtigkeit entwickelten Kalk- oder Dolomitmassen.

Dadurch also, daß die späteren Verschiebungen sich leichter an solchen schwachen Stellen auslösen konnten, sind diese Grenzlokalitäten öfters von Störungen betroffen und die Kalk- und Dolomitmassen noch schärfer von den Mischfazies und Eruptivgesteinen abgegrenzt worden. Die Bewegungen waren offenbar deshalb komplizierter, weil die ursprünglichen Grenzflächen zwischen Gesteinsarten von sehr verschiedener Widerstandsfähigkeit nicht horizontal mit der Schichtung verliefen, sondern sie mit geneigten Flächen durchschnitten. Auch lagen diese Neigungswinkel in verschiedenen Richtungen zu den Terrassen, da sie abhängig waren von den zeitweiligen Vorstößen der einen Fazies oder der anderen und von verschiedenen Seiten her.

In hohem Grade gilt für diese Gegend, daß die ursprünglichen Schichtungsverhältnisse besonders für Torsionsbewegungen unter späterem tangentialen Druck günstig waren.

In den oben als Raibler beschriebenen sedimentären Schichtengruppen sind sehr wenige Tuffeinschaltungen. Sie zeigen aber noch immer eine engfazielle Entwicklung und sind in allen Vorkommen mehr weniger mit Dolomit wechsellagernd und zum Teil durch Dolomit vertreten.

Der darauf lagernde Dachsteindolomit stellt eine über das Gebiet hin gleichmäßige Entwicklung vor; er ist schön geschichtet und mehrere hundert Meter mächtig. Es hörten also die faziellen Bedingungen, welche die Untertriaszeiten beherrscht hatten, in der oberen Trias auf.

Es wird im tektonischen Teile gezeigt werden, daß diese Formation, ähnlich wie der massive Schlerndolomit oder Marmolatakalk, für die Schubbewegungen in größerem Maßstabe geeignet war und die faltenden Kräfte öfter durch geneigte Schubflächen unterhalb dieser Masse ihre Auslösung fanden.

Tektonik.

Die Nordseite des Grödentales.

(Fig. 24—25.)

Einleitung.

St. Ulrich (Ortisei), der Hauptort des Grödentales (Val Gardena), liegt auf Grödener Sandstein. Die Geologie des steilen Hügelgebietes im S, zwischen dem Tale und der Seiser Alpe, wurde von Richthofen untersucht und die Hauptzüge in seinem klassischen Werke[1] über dieses Gebiet festgehalten. Die weniger bedeutenden Hänge des Raschötzer Waldes im N und des Gran Roa im NO sind in das Richthofensche Werk nicht eingeschlossen. Dieses Gebiet wurde von Mojsisovics[2] in seinem Werke „Dolomitriffe" beschrieben und hat seither seitens der Geologen keine größere Aufmerksamkeit auf sich gezogen.

Das Raschötzer Berg- und Waldland besteht weithin aus anstehendem Quarzporphyr, welcher die Basis der permischen Gruppe bildet. Auf den Südhängen wird der Porphyr in normaler Reihenfolge von Grödener Sandstein und den oberpermischen Horizonten der Bellerophonkalke überlagert. Das Streichen ist N 75°—80° W und das Fallen 30° SSW.

Der Zufluß aus dem Annatal durchschneidet das Gebirge in SSW-Richtung von der Broglesscharte im N nach St. Ulrich im S, wo er das ostwestliche Grödental erreicht.

Hier bilden die sanften, grasbedeckten Hänge des Raschötzer Berglandes im W des Annatales einen starken Gegensatz zu den hohen Felsrücken der Ostseite, welche sich auf eine Länge von $4^1/_2$ *km* fast ununterbrochen erstrecken.

Im untersten Teile des Rückens, Balest und Gran Roa, ist eine konkordante Schichtenfolge von permischen Gesteinen, Untertrias oder Werfener Schichten, unterem Muschelkalk, alpinem oberen Muschelkalk, in welchem der Mendoladolomit zirka 60 *m* und die obersten geschichteten Kalke und Tone zirka 12 *m* mächtig sind, und Buchensteiner Kalken (siehe Taf. I, Fig. 3) aufgeschlossen.

Der Mendoladolomit bildet bei 2174 *m* den Gipfel des Gran Roa. Das allgemeine Streichen ist NW—SO und das Fallen SW.

Das Gelände steigt gegen den Pitschberg im O an, dessen Gipfel bei 2365 *m* und in Buchensteiner Schichten liegt. Zwischen den beiden Gipfeln ist ein zweites Vorkommen von Werfener Schichten, unterem Muschelkalk, Mendoladolomit, Buchensteiner Schichten. — Die Gesteine dieser Gruppe zeigen bemerkenswerte Störungen und besonders die Horizonte des unteren Muschelkalks und Mendoladolomits sind unvollständig. An den Osthängen des Pitschberges liegen auf den Buchensteiner Schichten der Gipfelfelsen Augitporphyrite und Wengener Schichten.

In dem Werke von Mojsisovics wird das Vorkommen des Mendoladolomits am Gran Roa zwischen dem höheren und tieferen Ausstreichen der Werfener Schichten als Erosionsrest erklärt, welcher auf einem steilen, knieförmig gegen S gebogenen Bande der unteren Trias liegt, und die ganze Schichtenfolge vom Grödental im S zum Pitschberg und weiter nördlich durch die Aschkler Alpe zu den Bergrücken der Seceda- und Fermedagruppe wird als normal bezeichnet.

Die Verfasserin nahm diese Erklärung nicht an und interpretierte in einem kurzen Berichte[3] über die Tektonik dieses Gebietes die ganze Schichtfolge von unterer und mittlerer Trias, welche den Pitschberg bildet, als eine Schubmasse, die von O gegen W über die untere Trias, den unteren und oberen Muschelkalk des Gran-Roa-Rückens bewegt wurde. Die Autorin verglich auch diese Schubmasse im N des Grödentales mit der Langkofelschubmasse auf der Südseite, die ebenso von O nach W bewegt worden war.

Die Details ihrer Beobachtungen auf der Nordseite des Tales und die geologische Karte samt Profilen werden von der Verfasserin nun zum erstenmal vorgelegt.

[1] Richthofen, Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe. Gotha 1860.

[2] Mojsisovics, Dolomitriffe, S. 206—211.

[3] Aut., Die Überschiebungsmassen am Langkofel und im oberen Grödener Tal. Verhandl. d. Geol. Reichsanst., Wien 1909. S. 297.

Gebiet von St. Ulrich.

Die Talebene und die Hänge westlich von St. Ulrich bestehen aus dickbankigen, dunkelroten Sandsteinen, welche zur unteren Gruppe der Grödener Sandsteine gehören. Die untersten Horizonte zeigen grobes Gefüge und enthalten dünne, Geröll führende Bänder. Das Streichen ist N 80° W und das Fallen 30—35° SSW.

Östlich von St. Ulrich, in den unteren Hängen des Hügels von St. Jakob und in den höheren Schichten, auf dem Rücken von Balest und Gran Roa, waren die Ablesungen der Streichrichtung N 80° O, jene des Fallens 20—25° SSO.

Das ONO-WSW-Streichen setzt sich in den Osthängen des Annatales als allgemeines Streichen fort und das Fallen ist gewöhnlich sehr gering, 10—15° SSO. Das WNW-OSO-Streichen ist auf den unteren Hängen von Innerriedl nahe dem Tale vorherrschend. Zwischen Innerriedl und dem Oleta-Hause stoßen die untertriassischen Schichten mit diesem Streichen an einer vertikalen O-W-Verwerfungsfläche an Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten, die selbst von NNO nach SSW streichen und gegen OSO fallen. Die mitteltriassischen Schichten sind parallel zu ihrem Streichen grob gefaltet und sehr gestört. Wenn wir schluchtabwärts gehen, finden wir den Mendoladolomit, welcher Überhänge bildet, von Zermalmungsflächen durchsetzt. Diese sind in einem Steinbruche ober Pallua und Do Plases, in einer Höhe von 1460 *m*, aufgeschlossen (S. 183, Prof. 3).

An der Basis ist eine geglättete Oberfläche von Mendoladolomit auf 4 bis 5 *m* erschlossen. Er ist tief gefurcht und geht in grauweißen Marmor über, bis etwa zu einer Mächtigkeit von 2 *m* unter der gestriemten Oberfläche; rote und graue Adern begleiten die Rillen. Über ihm liegt zerbrochener, unregelmäßig verbogener, gefalteter Mendoladolomit, ebenso verändert, aber mehr in eine graue Breccie verwandelt. Dieser ist wieder überlagert von gefaltetem mylonitischen Gestein, endlich vom Hangenden, das feinblättrig, gefurcht und poliert ist und nach NNO fällt. Es ist durchdrungen von Cleavageflächen, welche N 10° W verlaufen oder in N-S- oder NNO-SSW-Richtung mit steiler Inklination. Diese sind keine vertikalen, sondern gebogene Flächen, die ihre Neigungswinkel beim Durchschneiden des Gesteins ändern.

Tiefe Furchen zeichnen die Oberfläche der Cleavage, doch halten sie keine bestimmte Richtung ein.

Die ganze Gruppe zeigt stärkste Zermalmung längs einer NNO-SSW-Richtung.

Die Breccienbildung und die Gesteins-Umwandlung an den neuentstandenen Flächen weisen darauf hin, daß die Schichtengruppen hier von wenig geneigten, geringmäßigen Bewegungsflächen getroffen sind, die WNW-OSO verlaufen.

Die bituminösen Schiefer und Buchensteiner Schichten, welche dieser Gruppe östlich folgen, sind stark brecciös und enthalten Lagergänge und Spalten von Augitporphyrit. Die untersten Horizonte werden mit geringer Abweichung von einem Lagergang einer feldspatreichen Varietät von Augitporphyrit geschnitten, feinere Adern von Porphyrit durchdringen die höheren Horizonte und bilden Mischgesteine aus intrusivem und sedimentärem Material.

Die Horizonte im S der O-W-Verwerfungsfläche unterhalb des Prauleta-Hauses sind die Buchensteiner Schichten und die oberen Grenzhorizonte der alpinen oberen Muschelkalkgruppe, gebänderte, bituminöse Schiefer und Kalke, welche nach unten in dolomitische Echinodermenkalke übergehen.

Sie streichen N 25° O und fallen unter einem Winkel von 45° gegen OSO, während die Werfener Schichten im N der Verwerfungsfläche steil gegen diese gebogen sind und schmale Falten mit NW-SO-Streichen aufweisen.

Im O der St.-Christina-Kirche senkt eine NNO-SSW-Vertikalverwerfung den Ostflügel. Der Mendoladolomit und die folgenden Schichten, auf welchen die Kirche erbaut ist, sind abgeschnitten und am tiefer liegenden Flügel reicht der Augitporphyrit bis zur Talebene.

In Übereinstimmung mit diesen Beobachtungen muß geschlossen werden, daß die Überschiebungsdeformation im Mendoladolomit älter ist als die vertikalen Verwerfungen.

Die eruptiven Gesteine erstrecken sich ostwärts bis zur Mündung des Incislesbaches aus dem N in das Grödental.

Ein guter Pfad führt aus dem Grödentale bis zur Höhe von etwa 1430 *m* und steigt nördlich des Incislestales bis zur Regensburger Hütte (2039 *m*), dem Ausgangspunkte für Besteigungen der Fermedadolomiten.

Schmale Steige laufen aus dem Incislestale gegen den Pitschberg im W und gegen den Kukapaß und die Berge der Seceda im NW und N.

Dies ist die beste Richtung, von welcher man den Pitschberg untersuchen kann.

Wenn man aus dem Grödentale ansteigt, trifft man westlich des Weges auf Augitporphyrit, der sich zu den Häusern im NO des Punktes 1495 *m* der Karte fortsetzt. Der hervorragende Rücken unmittelbar nördlich der Häuser besteht aus Mendoladolomit, welcher fast ost-westlich streicht und von gering mächtigen, geschichteten Echinodermenkalken der Serie des alpinen oberen Muschelkalks überlagert wird.

Das Südfallen beträgt einen Winkel von beiläufig 20°.

Wandert man westwärts, liegen auf dem oberen Muschelkalk an der Südseite der Gipfel knollige und gebänderte Buchensteiner Kalke und ungleichmäßig quer zu diesen folgt als nächste Lage, an den Hängen absteigend, Augitporphyrit. Diese Gruppe bildet die östliche Fortsetzung des Abschnitts östlich der Christinakirche.

Man sieht, wie der Augitporphyrit in die Buchensteiner Schichten mit dünnen Erzadern und dickeren Apophysen eindringt, und da diese ganz veränderlich dick, in der Regel gering mächtig sind, kann man schließen, daß der Porphyrit sich als Lagergang ergossen hat.

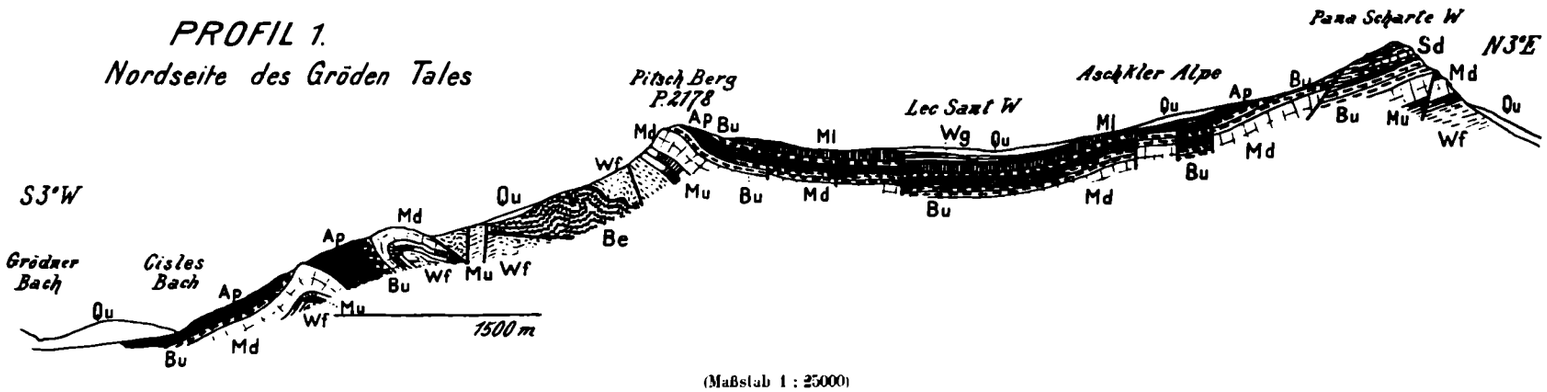
Bei den Häusern von Plesch d'Inaz macht der Rücken aus Mendoladolomit mit seinen grauen Felszinnen einer waldigen Mulde Platz, in welcher kein kalkiges oder dolomitisches Gestein vorkommt.

Einige geringe Aufschlüsse und der ganze oberflächliche Schutt enthalten die Gesteine des Augitporphyrits. Weiter westwärts ist ein besseres Vorkommen von anstehendem Porphyrit. Die Buchensteiner Kalke nehmen gegen W an Mächtigkeit ab, und der Porphyrit steht in Kontakt mit diesen längs einer Vertikalverwerfung, welche sich von ONO gegen WSW erstreckt.

Nahe dem Wege, an der Nordecke der bewaldeten Mulde, befindet sich ein kleiner, aber sehr interessanter Aufschluß von dunkeln, bituminösen Kalken mit zwischengeschalteten dünnen Bändern von Hornsteinen und fein spaltbaren schwarzen Schiefern.

Dies sind die Horizonte, welche den Mendoladolomit überlagern, und auf kurze Erstreckung hin liegen auf ihnen gering mächtige Buchensteiner Knollenkalke mit einem Streichen N 75° W und einem Fallen 50° gegen SSW; die Schichten sind stark zerklüftet, und die Schicht- und Cleavageflächen ebensogut wie die geringen Schnittflächen zeigen manche glatt polierte, zuweilen gefurchte Oberflächen. Diese sind häufig von Kalzit bedeckt, auch Limonit ist reichlich vorhanden. Andere Oberflächen zeigen Entwicklung von Asbest, welche wohl auf die Nähe des Augitporphyrits und die feinen Einschaltungen in den Eruptivgesteinen zurückgeführt werden kann.

Die Schichtgruppe beweist unzweifelhaft das Vorkommen von Störungen. Die Hauptbewegungsfläche fällt 55° gegen ONO, sie schneidet die Schichtflächen fast rechtwinkelig. Die Richtung der Furchen und Harnische verläuft beinahe NO—SW, und sie fallen unter 35° gegen SO. Die Cleavageflächen streichen ebenfalls von NO nach SW und fallen unter verschiedenen Winkeln gegen SO. Wir haben in diesem Aufschlusse ein erstes System von Faltungen mit Streichen in WNW—OSO-Richtung und Südfallen der Schichtflächen, und ein späteres, umformendes System, welches fast NO—SW streicht und gegen SO fällt. Eine schräge Verwerfungsfläche hat beide Systeme durchschnitten in der Richtung von NNW gegen SSO und mit Inklination gegen ONO (Profil I).



(Maßstab 1 : 25000)

Fig. 24. *Be* = Bellerophonkalk, *Wf* = Werfener Schichten, *Mu* = unterer Muschelkalk, *Md* = Mendoladolomit und Grenzzone, *Bu* = Buchensteiner Schichten, *AP* = Augitporphyrit, *Ml* = Melaphyr, *SD* = Schlerndolomit, *Qu* = Quartär.

Ein anderer Rücken von unterbrochenen Felsklippen aus Mendoladolomit erhebt sich unmittelbar nördlich des gestörten Gebiets und bildet die Nordgrenze der bewaldeten Mulde. Der wirkliche Kontakt der zwei Schichtgruppen kann in diesem Teile nicht gesehen werden, aber das Durchstreichen beider kann parallel zueinander in westnordwestlicher Richtung eingetragen werden, von der Plesch d'Inaz-Mulde gegen Runggaldier.

In einem Aufschlusse fällt der konkretionäre, Hornstein führende Buchensteiner Kalk mit 62° steil gegen NNO ein (N 15° O).

Wenige Meter darüber steht Mendoladolomit an, und ein wenig weiter westlich liegt grobgeschichteter Dolomit auf Buchensteiner Kalken; der Dolomit fällt unter einem Winkel von etwa 35° gegen NNO ein. Er ist hier in überkippter Lagerung auf den Buchensteiner Schichten und die ganze Reihenfolge der Schichten westlich Plesch d'Inaz weist eine verzerrte und zerbrochene überkippte Falte auf.

Wenn wir die WNW-OSO-Richtung als jene des älteren Faltungssystems erkennen, bedeutet dies, daß die Überkippung etwas später erfolgte und aus Pressungen in der Richtung N 15° O hervorging.

Beide, Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten, wurden dann im W durch eine Verwerfung abgeschnitten, welche in der Richtung N 15° O oder fast nordsüdlich verläuft und an deren Westseite die ziegelroten Tone der „Campiler" oder oberen Werfener Schichten vorkommen.

Die Gesteine des Mendoladolomits sind zwischen Plesch d'Inaz und dieser Verwerfung weithin erschlossen.

Etwa 30 *m* südlich des Kreuzes bei 1883 *m* und unterhalb des Pfades zum Pitschberg über dieses waldige Hügelland ist eine Gruppe roter Mergel aufgeschlossen, welche kleine Gerölle enthalten und zu den untersten Horizonten des unteren Muschelkalks zählen. Sie sind vertikal aufgerichtet und streichen von NNW gegen SSO.

Der Mendoladolomit des Hügellandes ist ganz verdeckt, und obgleich der wirkliche Kontakt nicht aufgeschlossen ist, muß man annehmen, daß dieses Anstehende von unterem Muschelkalk, wenn auch gestört, zur gleichen Gruppe

wie der Mendoladolomit gehöre und in die Scholle von Plesch d'Inaz östlich der NNO-SSW-Verwerfung eingeschlossen werden müsse. Unmittelbar ober dem Pitschbergweg, bei 1883 *m*, breitet sich eine weite Alpe aus, auf welcher eine gutgeschichtete Serie erschlossen ist, welche blaßgraue Kalke, zwischengelagerte dunklere Kalke und kalkige Schiefertone enthält. Sie haben ein beinahe ungestörtes Aussehen und fallen unter einem Winkel von 18° gegen NNO ein. Verwitterte Steine der dunkleren Kalke enthalten gedrückte und verkieselte Reste von Algenarten, unter anderen *„Gymnocodium Bellerophontis* Rothpl. sp. und berechtigen, die Gruppe als obere Horizonte der Bellerophonkalke zu identifizieren, die den Übergang zwischen der unteren Trias und den gipsführenden Bellerophonkalken bilden.

Aus ihrer Lage in diesem hohen Niveau ergibt sich klar, daß sie gegenüber dem Mendoladolomit und Muschelkalk der Plesch-d'Inaz-Gruppe im O durch eine N-S-Verwerfung verworfen wurden.

Wenn wir den grauen Kalken westwärts folgen, finden wir, daß sie ungleichmäßig auf sehr gestörten Werfener Schichten lagern.

Diese können am besten beim Abstieg auf dem Pitschbergwege südöstlich gegen Runggaldier untersucht werden.

Zunächst ist das allgemeine Fallen 25° gegen NNO, ein wenig weiter fort fallen die Schichten gegen SW, dann gegen OSO, nahe beim Kreuz, bei 1771 *m*, gegen NNO ein.

An dieser Stelle sind die Schichten sehr fossilführend und gut spaltbar. Die verwitterten Oberflächen zeigen eine reiche Musterkarte der charakteristischen „Campiler" oder „Ober-Werfener" Typen von *Turbo rectecostatus* und *Naticella costata*. Die Fossilien sind arg verbogen und gepreßt, manche mit Kalzit bedeckt und geglättet.

Östlich von Runggaldier bildet Moränenmaterial eine Terrasse, aber die Werfener Schichten sind bei zirka 1747 *m* am Wege auf der Westseite von Runggaldier neuerdings gut aufgeschlossen und fallen hier südwärts. Der Fallwinkel ändert sich häufig gegen SSO oder SSW; dies setzt sich südwärts auf den unteren Hängen von Prauleta fort.

Ein mächtiger Bergsturz aus den überhängenden Felsen von Sorasaß und Pitschberg hat die Hänge bis etwa 200 *m* ober den Prauleta-Häusern überdeckt. Große Massen von Mendoladolomit befinden sich unter dem Bergsturzmaterial und obwohl es nicht immer leicht ist zu bestimmen, welche Blöcke nicht an Ort und Stelle verwittert seien, ist doch kein zusammenhängender Aufschluß von unterem Muschelkalk und Mendoladolomit über den Werfener Schichten vorhanden.

Schollen von Werfener Schichten stehen unterhalb der Bergsturzblöcke an, eine von diesen bei der Quelle, die westlich des Punktes 1869 *m* mit „Qu" in die Karte eingezeichnet ist. Diese Schichten sind die dunkelroten „Ober-Werfener" Schiefertone, streichen NNW—SSO und fallen mit 72° gegen WSW. Wenn man von diesem Punkte aus den Hang hinansteigt, ändert sich das Fallen in ein solches gegen ONO, und die „oberen Werfener" Schichten werden oberhalb der 1900 *m*-Isohypse von Konglomeraten des unteren Muschelkalks und roten Mergeln überlagert.

Gegen W zeigt der Mendoladolomit eine rasch zunehmende Mächtigkeit über dem unteren Muschelkalk und unter den unteren Werfener Schichten, dann erscheinen einigermaßen mächtig die Buchensteiner Kalke zwischen dem Mendoladolomit und den unteren Werfener Gesteinen.

Kleinere Störungsflächen von geringer Neigung durchschneiden die Horizonte des unteren Muschelkalks und treten in den Mendoladolomit im NW des Hanges ein.

Die Gruppe des unteren Muschelkalks ist auf dem Rücken des Gran Roa oberhalb der 2000-Schichtenlinie gut aufgeschlossen und wird von den höchsten Horizonten des Mendoladolomits überlagert, die grobe Schichtung zeigen, und von einem unregelmäßigen Vorkommen der nächsten Gruppen von bituminösen Schiefern und Buchensteiner Kalken. Die Details über die Schichtenfolge des unteren Muschelkalks sind weiter oben auf Seite 175 angegeben. Das Streichen ist ONO—WSW, das Fallen etwa 15° SSO. An der Nordecke des Gran Roa ist der Mendoladolomit oder untere Muschelkalk ungleichmäßig von unteren Werfener Schichten überlagert. Die älteren Gesteine liegen auf einer flachen, ostwärts einfallenden Schubebene.

Wir haben also von O gegen W Überschiebungsbeziehungen zwischen einer höheren Masse von Bellerophonkalken und Werfener Schichten im N und Werfener Schichten, unterem und oberem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten im S festgestellt. Die Richtung des Schubs ist gegen SW.

Die Unterschiebungsgruppe der Werfener Schichten folgt den Hängen abwärts mit zuweilen wechselndem Fallen gegen SSW oder SSO bis nahe an die Oleta-O-W-Verwerfung, an welcher Mendoladolomit und die folgenden Horizonte im S abgesenkt wurden (S. 183, Prof. 3).

Eine bemerkenswerte Erscheinung in den Schollen des St.-Christina-Gehänges bildet das Vorkommen schmaler Faltungen, manchmal in NNO-SSW- und NO-SW-Richtungen, manchmal in der Richtung NNW—SSO und NW—SO, welche das Hauptstreichen der Schichten (WNW—OSO) unterbrechen. Sie sind am besten nahe der O-W-Verwerfung von Oleta entwickelt und zeigen an, daß an dieser eine Steigerung der tangentialen Faltung Platz griff außer der Vertikalsenkung im S. Diese engen Faltungen verlaufen NNO—SSW in den Dolomitfelsen südlich der Verwerfung und NW—SO in den Werfener Felsen nördlich davon.

Die Überschiebungen an der Südseite des Pitschberges.

Um die Südseite des Pitschberges zu untersuchen, verfolge man den Weg aus dem Grödental zur Regensburger Hütte bis oberhalb der Häuser von Plesch d'Inaz. Vor wenigen Jahren wurde das höchstgelegene der Häuser von einem gewaltigen Bergsturz hinweggerissen, welcher aus der Ostseite des Pitschberges gegen Plesch d'Inaz niederbrach.

Die tiefe Furche, die der Felssturz an der Bergseite aufgerissen hat, ist erfüllt von Gesteinsmaterial verschiedener Horizonte, und zwischen diesem findet man zur Überraschung eine große Anzahl von Fallsteinen und Blöcken des typischen, dunkeln Bellerophonkalks, der zuweilen reichlich Stücke von *Gymnocodium Bellerophontis Rothpl. sp.* enthält, manchmal voll von kleinen Brachiopoden oder von Stücken der Bellerophonleittypen ist.

Wohlgeformte Blöcke von Gips führenden Mergeln und von Rauhwacke sind hier und dort verstreut. Seite an Seite mit diesen oberpermischen Gesteinen liegen große und kleine Stücke von „Seiser" oder Unter-Werfener, fossilführenden Kalken. Manche der Oberflächen sind poliert, geglättet und gefurcht.

Inmitten dieses sehr frischen Schuttes, der große Blöcke von geschichtetem Fels enthält, ist es nicht leicht, das Anstehende festzustellen.

Aber bei etwa 1640 *m* scheint in der Vertiefung des Wasserrisses ein Band von Bellerophonkalken anstehend zu sein. Es zeigt starke Pressung und streicht N 70° W, fällt zirka 40° SSW. An der Südseite des Risses befindet sich ein Aufschluß von anstehenden, blaßgrauen, fossilführenden Kalken der unteren Werfener Schichten, und wenn man den Riß hinansteigt, erscheinen die Schichten nochmals fast parallel zueinander. Bei zirka 1745 *m*, auf einer Linie mit der Mitte des Risses, stehen untere fossilführende Werfener Kalke an und weisen alle Zeichen von Pressung und Verbiegung auf. Unmittelbar im S kommen die unteren Werfener Kalke zutage und werden von den roten „Campiler" oder oberen Werfener Horizonten überlagert. Es scheint also, daß in der Mitte des Wasserrisses und an der Südecke zwei getrennte Schichtengruppen vorhanden seien, beide sehr gestört und durch eine Vertikalverwerfung getrennt, obwohl die wirkliche Verwerfungsfläche hier nicht offen liegt.

Bei 1883 *m*, wo der Pitschbergweg wieder erreicht wird, sieht man überschobene permische und Werfener Schichten mit 18° flach NNO fallend, wie bereits beschrieben wurde.

Die N-S-Verwerfung, welche diese Schichtengruppe im W gesenkt hat, folgt fast genau dem Weg.

Unmittelbar im N dieser Schichtengruppe öffnet sich ein weites Vorkommen von Bellerophonkalken mit Streichen N 60° W und einem Fallen von 10—15° gegen NNO. Die Werfener Schichten unter diesen streichen fast ostwestlich, und der Rand zwischen beiden Schichtengruppen kann als Verwerfung verfolgt werden, die gegen N 50° W gerichtet ist. Sie ist wahrscheinlich die Fortsetzung der Störungslinie, welche im Wasserriß festgestellt wurde.

Der Weg führt ober den Bellerophonserien durch, und bei 1900 *m* sind diese an einem steilen Rücken westlich des Weges gut aufgeschlossen, der in nordwestlicher Richtung gegen den Gipfel des Pitschberges zieht. Gering mächtige, untere, Gips führende Lagen werden von dicken Dolomitbänken voll Gipsadern überlagert, zwischen welche dunkle Schiefertone geschaltet sind.

Rauhwacken folgen, sind aber nur hier und dort gut aufgeschlossen. Bei 1935 *m* besteht das Anstehende aus fossilführenden Horizonten schwarzer Kalke mit Bivalven und guten „*Bellerophon*"-Fossilien. Dazwischen finden sich Lagen, gelegentlich voll von *Gymnocodien* und anderen Fossilien. Diese nehmen den Berggrat ein und setzen sich bis zur Schichtenlinie 2060 *m* fort. Die nächsten Serien werden zusammengesetzt aus oolithischen und sandigen Kalken, die noch immer *Gymnocodien* enthalten. Sie sind etwa 20 *m* mächtig und bilden anscheinend die Schichten des höchsten Perm. Sie werden überlagert von grauen, plattigen, fossilleeren Kalken des Werfener Schichtentypus, die nach oben in graue, zuweilen Landpflanzenreste führende Mergel übergehen. Bei 2100 *m* Höhe stehen die reichlich fossilführenden „Myacites"-Horizonte aus den unteren Werfener Schichten an.

Die normale Folge der triassischen Gesteine über den permischen kann beiderseits des Bergrückens, östlich und westlich, beobachtet werden, und da das Fallen gegen NNO gerichtet ist, erreicht das Anstehende der Bellerophonkalke im W einen sehr hohen Horizont.

Bei 2150 *m* beträgt die Inklination 40° NNO, aber sie verringert sich hernach auf 10° NNO.

Das Vorkommen der Bellerophon- oder oberpermischen Schichten war in den Pitschberghängen vorher nicht beobachtet worden, weder hier noch an der Westseite. Ihr Vorhandensein ist insofern wichtig, als es die Lage der Antiklinalachse in der älteren WNW-OSO-Faltung beweist. In den Werfener Schichten überlagern die dickbankigen Kalke mit *Pseudomonotis Clarai* eine Gruppe roter Mergel und gehen gegen oben in tonige Kalke über. Diese stoßen in direktem Kontakt an eine rote Felswand, welche aus dunkelroten Konglomeraten und Mergeln, dem unteren Muschelkalk angehörig, besteht und steiler gegen NO und NNO fällt.

Hier ist die Schichtenfolge unvollständig. Es fehlt eine gewisse Mächtigkeit der Ober-Werfener Gruppe, ebenso ein Teil der Konglomerate des unteren Muschelkalks. Auf dem Rücken sind die Konglomerate nur 4 bis 5 *m* mächtig, während sie gegen O rasch auf 8 bis 10 *m* zunehmen und auf dunkelroten Tonschiefern liegen, die auf dem Rücken fehlten. Gegen W keilen die Konglomerate aus, und die „*Myophoria*"-Horizonte über denselben stoßen längs einer Verwerfungsfläche an die Ober-Werfener Kalke im S.

Die Störungslinie verläuft ostwestlich; die Senkung erfolgte im N, und die Verwerfungsfläche fällt steil nach dieser Richtung.

Die vollständige Serie des unteren Muschelkalks trifft auf die Verwerfung an der Nordseite, wenn man ihr gegen O folgt.

Die Gesteine sind beständig von flach gegen O geneigten Scherflächen durchdrungen und zeigen gestriemte, polierte Oberflächen und Umwandlungsmineralien.

Der untere Muschelkalk erreicht in nordwestlicher Richtung die Kammlinie und bildet einen Teil des Gipfelrückens. Der Mendoladolomit über dem Muschelkalk bildet hier eine unterbrochene Klippenreihe.

Die Autorin interpretiert diese Bewegungsflächen im unteren Muschelkalk und Mendoladolomit als Ergebnisse von differentialen Widerständen zwischen den darunterliegenden Schichten der Kruste, entstanden während der Bewegung der ganzen Masse.

Der zuerst erreichbare Gipfel ist einer der unteren bei 2250 *m*.

Der Mendoladolomit ist etwa 25 *m* mächtig und an seiner Nordseite gegenüber von verschiedenen Horizonten der Buchensteiner Knollenkalke durch eine Verwerfung abgeschnitten. Die Verwerfung ist von WNW nach OSO gerichtet und fällt steil, fast vertikal gegen N. Sie verläuft folglich parallel mit der Verwerfung an der Basis des Mendoladolomits. Zwischen diesen Verwerfungsflächen erstrecken sich zwei kleinere Verwerfungen in NO-SW-Richtung.

Als Ergebnis dieser Gesamtverwerfung hat der Dolomitgipfel, von der Nordseite gesehen, eine hufeisenförmige Gestalt.

In der Mitte der Hufeisenform aus Mendoladolomit befinden sich hier geringe Anhäufungen zerdrückter und verbogener Schichten, die zu den höchsten Horizonten des alpinen oberen Muschelkalks gehören, jedoch nicht gleichförmig auflagern. Größtenteils sind dies dunkle, gebänderte Schiefer und dünnschichtige, sandige oder tuffige Kalke und liegen auf unebenen, verbogenen Flächen des Mendoladolomits.

Von diesem Punkte bis zum höheren Gipfel (2365 *m*), eine kleine Strecke westwärts, sind die Schichten unterhalb des Mendoladolomits nicht gut erschlossen. Die Schichtenreihe aus den Buchensteiner Schichten am Gipfel gegen WSW ist folgende:

Buchensteiner Schichten.

11. Blaßgraue, knollige Kalke mit gelben Hornsteinen und dünnen Zwischenlagen oder Einschlüssen von grünem, aphanitischem Tuff. Streichen N 40° W, Fallen 20° NO.

Schuttbedeckung.

11. Dieselben Buchensteiner Horizonte, vertikal aufgerichtet, parallel mit einer NW-SO-Verwerfung.

Bedeckter Untergrund.

11. Dieselben Buchensteiner Horizonte, fallend nach NO.

Alpiner oberer Muschelkalk (Grenzzone).

10. Dünnschichtige, schwarze, gebänderte Kalke und Schiefer.
9. Schwarze Kalke, knollig, von bituminösem Geruch, wechselnd mit blaßgrauen Echinodermenkalken.

Alpiner oberer Muschelkalk (Grenzzone und Mendoladolomit).

9. und 10. Dünnschichtige, schwarze, gebänderte Kalke und Schiefer und Schollen von grauen Kalken in gestörter Auflagerung.
8. Mendoladolomit von weißer, kristalliner Beschaffenheit, aber hier von einer oder zwei dünnen Lagen dunkler, bituminöser Schiefer unterbrochen.

Alpiner unterer Muschelkalk.

7. Dunkle, knollige, dickbankige Kalke mit gepreßten Zweischalern.
6. Dunkle Kalke und Mergelschiefer mit Pflanzenresten.
5. Rote und graue, glimmerige und mergelige oder zuweilen sandige Schichten mit schlecht erhaltenen Bivalven.
4. Rote und poikilitische Breccien.

Werfener Schichten.

3. Mergel und Kalke von braunroter oder röllicher Farbe, stark glimmerhaltig, mit *Naticella costata* und anderen Typen der Ober-Werfener Schichten.
2. Gut markierte, mächtige Bank grauen Kalks.
1. Graue Mergel, glimmerig, mit Leittypen der unteren Werfener Schiefer, gegen unten in die Serien der blaßgrauen Kalke dieser Periode übergehend.

Das Profil zeigt die gestörte Lagerung der jüngeren Horizonte der Gipfelregion. Der Mendoladolomit unterscheidet sich in mancher Hinsicht von den Gesteinen des gleichen Horizonts auf dem Sorasaß-Rücken im W.

Die Fazies des Gipfels ist von viel geringerer Mächtigkeit und infolge der Einschaltung bituminöser Lagen zerbrochen. Sie ähnelt mehr dem Ennebergtypus als der Grödener Fazies. Der Unterschied ist interessant, weil die Gipfelschichten einen Teil der Schubmasse ausmachen, während Sorasaß zur Grödener Basalmasse gehört. Das Vorkommen von Schollen dunkler Schiefer und Kalke der nächsthöheren Gruppe in ungleichmäßigen Lagerungen auf verbogenen Flächen des Mendoladolomits ermöglicht den Beweis von Differentialbewegungen zwischen den verschiedenen Schichtenarten, die den Krustenpressungen verschiedene Widerstände entgegensetzten.

Hier kommen manche Verbiegungen und Störungen innerhalb des unteren Muschelkalks vor, aber sie können nicht ununterbrochen verfolgt werden. Die Werfener Schichten sind auf den Hängen unterhalb des Gipfels weithin aufgeschlossen, und fast 200 *m* tiefer liegen sie auf Mendoladolomit des Sorasaß-Rückens[1] im W des Gipfels. Ihr allgemeines Streichen ist N 65° W, das Fallen 30° NNO, aber das Fallen ändert sich und dreht südwärts im S einer Verwerfung,

[1] Der Name Sorasaß-Alpe ist leider nicht in der geologischen Karte angegeben. Diese Alpe erstreckt sich W und SW vom Pitschberg-Gipfel bis zu den unterschobenen Mendola-Dolomit-Felsen.

welche durch sie hindurchgeht. Diese Verwerfungsfläche ist in den unteren Werfener oder Seiser Horizonten aufgeschlossen, welche *Pseudomonotis Clarai* und *Pseudomonotis aurita* enthalten; ihre Richtung ist NW—SO, und sie ist die Fortsetzung jener Verwerfung, welche bereits an den Osthängen von Plesch d'Inaz erwähnt wurde. Daselbst wurden die Bellerophonschichten des nördlichen Abschnittes im Verhältnisse zu den Werfener Schichten im S gehoben, und an den höchsten Hängen unterhalb des Gipfels wurden ältere Horizonte der Werfener Schichten an der Nordostseite der Verwerfung gegenüber jüngeren Horizonten im SW gehoben.

Diese Bruchfläche folgt ungefähr der Originalantiklinalflexur, innerhalb welcher Bellerophonkalke den Kern einer WNW-OSO-Falte bildeten, ehe Schubbewegungen eintraten.

Die einzelnen Horizonte der Werfener Schichten, welche auf der Sorasaß-Schubfläche liegen, ändern sich von Stelle zu Stelle und nicht genau in regelmäßiger Folge, weil sie von engen Faltungen und Brüchen in steileren Richtungen abgeschnitten werden als jene der Hauptfläche.

Diese steileren Brüche und ein System von Cleavageflächen senken sich mit steilerem Winkel ostwärts. Die Schubfläche selbst hat im allgemeinen eine flache Neigung in der gleichen Richtung, aber sie ist zwischen N und S in eine Reihe weiter, flacher Bogen verbogen, unter welchen an einer oder zwei Stellen Brecciation und Vermischung der unterschobenen Gesteine beobachtet werden kann.

Die Details können in den Maßstab der Karte nicht genau eingezeichnet werden, aber die Hauptsache ist, daß eine Anzahl verschiedener Horizonte unterhalb der Schubfläche in Kontakt mit Werfener Schichten stehen; sie umfassen Mendoladolomit, die nächsthöheren Horizonte von tonigen Lagen und geschichtetem Kalk und die Vorkommen von Buchensteiner knolligen Hornsteinkalken mit Zwischenlagen grüner Tuffe.

Die Erscheinungen lassen keinen Zweifel, daß die Kontaktfläche eine Schubfläche sei.

Die verworfene und gestörte Beschaffenheit der Überschiebungsmasse im Vergleich zum festen Körper der unterschobenen Masse ist ebenfalls ein bezeichnendes Aussehen.

Die vertikale Gruppe der Buchensteiner Schichten, die sich dem Gipfel nähern, fällt mit dem Mittelflügel einer Faltung zusammen, deren nördlicher Bogen im Verhältnisse zum Südteil der Synklinale emporgehoben wurde. Da das Streichen NW—SO ist, wäre dies möglicherweise das erste Faltungssystem. Die Faltung ist lokal und mag gleich im Zusammenhange mit den Differentialbewegungen der weicheren Schichtengruppen oberhalb des Mendoladolomits auf dem festeren Untergrunde entstanden sein, den diese Gesteinsmasse darstellt.

Der ganze Gipfelabschnitt ist im N durch eine O-W-Verwerfung abgeschnitten, an der die verschiedenen Horizonte auf komplizierten Wegen verschoben wurden.

Im allgemeinen kann man sagen, daß jene innerhalb des südlichen Abschnittes in horizontaler Richtung etwas mehr gegen W verschoben wurden als jene im Nordabschnitte, während sie in vertikalem Sinne gegenüber den Horizonten des nördlichen Abschnittes ein wenig gesenkt wurden.

Diese Verschiebungen stehen in Verbindung mit den lokalisierten Wirkungen von Tiefneigung, Bruch und Kleinfältelung in den angrenzenden Segmenten. An der O-W-Verwerfung des Gipfelgebietes steht Augitporphyrit des nördlichen Abschnittes in Kontakt mit Buchensteiner Schichten des südlichen. Er wird überlagert von sandigen und knolligen Kalken, wechsellagernd mit Tuffen, in welche der Porphyrit Apophysen entsendet. Diese Schichtengruppe gehört zu den oberen Buchensteiner Serien; ihr Streichen ist N 55° W, ihr Fallen 35—40° NO. Wenn man der O-W-Verwerfung folgt, entweder ost- oder westwärts, kommt man zu Aufschlüssen, welche die angrenzenden gestörten Gesteine gelegentlich mit starker Klüftung und horizontaler Striemung aufweisen. Die Rutschstriemen wurden augenscheinlich durch horizontale Differentialbewegungen der angrenzenden, senkrechten Gesteinsoberflächen hervorgerufen.

Steigt man über das Pitschberggehänge gegen Lec Sant ab, überschreitet man zuerst die gemischten Tuffe und Kalke der Ober-Buchensteiner Gruppe, aber bei 2260 *m* erscheinen wieder die unteren Buchensteiner Schichten, fallen steil 53—60° nach NNO und werden überlagert von einer mächtigen Lage von Augitporphyrit. Sie scheinen als Teil einer scharfen Flexur aufgebogen zu sein, welche man etwas unregelmäßig längs des Gehänges ziehen kann (Prof. I, S. 172).

Die oberen Buchensteiner Horizonte folgen auf den Augitporphyrit und werden von Mandelstein Lava mit Blockstruktur und zuweilen pfeilerförmiger Gliederung bei schräger Neigung überlagert.

Bei 2160 *m* wird die Lava von dunkelbraunen Tuffen mit Spuren verkohlter Landpflanzenreste überlagert und von tuffigen Schiefertonen, welche *Daonella Lommeli* enthalten. Dies sind Wengener Schichten, und das Fallen ist ein etwas flacheres, zirka 38° gegen NNO.

Unter gleichem Fallen streichen die Laven und Buchensteiner Schichten gegen NW aus. Sie schneiden, eine Schichte nach der andern längs einer ostwestlichen Verwerfungslinie ab, an welcher die jüngeren Schichten im N abgesenkt sind und hier den Kukapaß und die Lec-Sant-Depression bilden.

Die tektonischen Hauptzüge des Gipfelgebietes und des Gehänges zum Kukapaß zeigt das geologische Profil (Prof. II, S. 178).

Der Ostrücken des Pitschberges.

Der Ostrücken des Pitschberges senkt sich vom tieferen Gipfel (2250 *m*) ostwärts zur Aschkler Bachfurche. Die vertikale Verwerfungsfläche, N 50° W, welche die hohen Felsen im O des niedrigeren Gipfels durchschneidet, bildet die Trennungslinie zwischen dem Gipfelsegment und dem östlich abfallenden Rücken. Die Felsen des östlichen Kammes sind im Ver-

hältnisse zu jenen des Gipfelsegments gesenkt. Der Nordhang des Kammes führt zu einem tiefen, schutterfüllten Wasserriß.

Wenn man den Rücken von seinem Beginn auf der Aschkler Seite gegen Punkt 1895 *m* hinansteigt, sieht man an dem Nordhange oberhalb des Schuttes das Anstehende, die blaßgrauen knolligen und plattigen Kalke der Haupt-Buchensteiner Schichtenfolge. Sie streichen NO—SW und fallen 55° NW. Die gleichen Schichten im O, ganz im Anschlusse an dieses Vorkommen, fallen unter 20° gegen NW.

Die gleichmäßige Auflagerung von Buchensteiner Schichten auf die gering mächtigen Schiefer und Echinodermenkalke der bituminösen Gruppe und dieser auf Mendoladolomit kann auf dem Rücken westwärts beobachtet werden. Der Weg von Runggaldier am St.-Christina-Gehänge gegen die Aschkler Alpe kreuzt den Rücken bei zirka 1920 *m*. Oberhalb des Weges fallen die Schichten östlich und sind von einem oberflächlichen N-S-Bruch geschnitten. Dann sieht man die Buchensteiner Kalke auf der Nordseite des Schuttrisses. Sie sind in einer Mächtigkeit von etwa 8 *m* aufgeschlossen und werden von Augitporphyrit überlagert.

Ein wenig höher ist eine steile, nordwärts gerichtete Flexur in den Buchensteiner Schichten und im Augitporphyrit zu beobachten. Sie wird von Cleavage begleitet, und die Schichtenoberflächen und Cleavageflächen sind häufig stark poliert. Hier mag eine O-W-Flexurverwerfung vorhanden sein, aber die Nordseite ist nicht aufgeschlossen und so kann sie nicht bis in den Wasserriß verfolgt werden.

An der Südseite des Rückens ist der Mendoladolomit ziemlich mächtig. Er ist ebenfalls steil aufgebogen oder zerklüftet; die Cleavageoberflächen sind gekrümmt und veränderlich in der Richtung. Er wird gekreuzt von kleinen Brüchen in der Richtung NNO—SSW. Zwischen der Kammlinie bei 2080 *m* und der Höhe, welche auf dem Kartenabschnitt mit 2178 *m* eingetragen ist, nimmt der Mendoladolomit an Mächtigkeit rasch ab und verschwindet fast ganz. Die roten Mergel und Kalke des unteren Muschelkalks begleiten ihn und zeigen die gleiche nordwärts gerichtete Flexur und den ganz engen Anschluß an die Buchensteiner Schichten der Nordseite.

Im W dieses Punktes streichen die Schichten ost-westlich und fallen flach nordwärts. Die Buchensteiner Schichten und bituminösen Schiefer stehen an, sie weisen gegen N gerichtete Scherungsgleitungen auf. Verschiedene Horizonte liegen mit flacher und unregelmäßiger Unkonformität auf dem Mendoladolomit.

Dieser erscheint in größerer Mächtigkeit und etwas südlicher wieder. Die Schichtenfolge ist dann im W durch die WNW-OSO-Verwerfung abgeschnitten, die sich zwischen dem Ostrücken und dem Gipfelgebiet des Pitschberges befindet.

Dieselben Horizonte stehen im Gipfelgebiete an. Sie sind enggepreßt und zerschnitten von flach geneigten Differentialbewegungsflächen. Hier ist die Hauptdeformation jene einer nordwärts gerichteten Flexur längs eines Streichens von WNW nach OSO.

Die Veränderungen in der Schichtenfolge am Ostrücken sind notwendigerweise jene, welche ein stark zerquetschtes Mittelstück eines Faltenbandes charakterisieren.

Aus den Beschreibungen, welche bereits über die zerbrochene Form der Antiklinale im S des Rückens gegeben wurden, wo die permischen Horizonte der Bellerophonkalke anstehen, geht deutlich hervor, daß die nordwärts gerichtete Flexur ein Teil der gleichen ursprünglichen, von WNW nach OSO verlaufenden Faltform war, wo sie zu einem synklinalen Bande im N abfällt.

Das angrenzende Band der Wengener Schichten, welches in der Vertiefung an der Nordseite des Pitschberggipfelgebietes ansteht, zeigt die Lage des synklinalen Teiles der Faltenform.

Aus dem, was oben gesagt wurde, geht hervor, daß die Wengener Schichten bestimmt ein integraler Bestandteil der Schubmasse sind, da sie gleichförmig auf den Ober-Buchensteiner Schichten und Laven des Nordhanges liegen der vom Gipfel herabzieht.

Die Beschreibungen zeigen, daß O-W-Verwerfungen diese Faltungsform durchdringen und auffallende Verschiebungen und Zermalmungserscheinungen in deren Nähe auftraten (Profil 3).

Die Verwerfungsflächen stehen senkrecht oder beinahe senkrecht und, wo sie gut aufgeschlossen sind, weisen sie, in der Richtung O—W horizontale Glättung der anliegenden Flächen auf.

Das Vorherrschen ost-westlicher Gleitflächen zeigt O-W-Deformationsbewegungen an.

Die gleiche Bewegungsrichtung ergibt sich aus gewissen anderen Beziehungen, welche später eingehend besprochen werden sollen, besonders aus der starken Faltung, Aufstülpung und Segmentation der Bellerophonkalkserie im Liegenden der Schubmasse, wo der Widerstand gegen die horizontale Bewegung am größten war. Man bemerkt auch das Vorkommen kleiner N-S-Verwerfungen unmittelbar ober der Schubfläche, welche man wohl dem Reibungswiderstand an der Bewegungsfläche zuschreiben muß.

Als allgemeine Folgerung aus den vorhergehenden Beobachtungen ergibt sich, daß im Pitschberg eine gut entwickelte Faltenform, welche WNW—OSO streicht und in der Antiklinale Permschichten enthält, von späteren Bewegungen deformiert und in eine Überschiebungslage oberhalb der Basalmasse der Grödentalhänge gebracht wurde.

Der Nordwestrücken des Pitschberges.

Ein gutes Profil der jüngeren Gesteine des Pitschberges ist längs des Rückens aufgeschlossen, welcher vom höheren Gipfel in nordwestlicher Richtung abzweigt.

Die WNW-OSO-Verwerfungsfläche unmittelbar nördlich des Gipfels ist an dieser Seite gut aufgeschlossen. Die Buchensteiner Schichten des Gipfels fallen mit steiler Beugung, zirka 50°, gegen denselben. Sie werden im S gegenüber dem Augitporphyrit von einer senkrechten Verwerfung abgeschnitten, die in ost-westlicher Richtung verläuft.

Im nördlichen Abschnitte sind die Schichten des vorspringenden Rückens folgende:

a) Dunkle, gebänderte, bituminöse Kalke und Schiefer mit Fallen zirka 50° NNO;

b) blaßgraue Knollenkalke mit Zwischenlagen von Bändern und Linsen grüner Tuffe; diese Schichtengruppe bildet einen anderen kleinen Gipfel;

c) dunkelgraue, tonige Kalke mit *Daonella Taramellii* und anderen Buchensteiner Typen;

d) grober Augitporphyrit in zwei schmalen Bändern und als Mischbreccie aus Porphyrit und Kalk;

e) Knollenkalk, reich an Hornsteinen als Lagen und Adern;

f) grünliche Tuffe und knollige, plattige Kalke mit Fallen 45° NO.

Diese Serie ist dann durch steile Cleavageflächen auf eine Mächtigkeit von mehreren Metern abgeschnitten, und eine Verwerfung in der Richtung O—W wird durch eine Verwerfungsbreccie bezeichnet. Dies ist die Fortsetzung der Flexurverwerfung am Pitschberghang gegen Lec Sant. Die eruptiven Horizonte aus *d* stehen in Kontakt mit der Verwerfung an ihrer Nordseite und bilden den nächsten Abschnitt des Rückens.

Die darunterliegenden Schichten aus *c* sind hier besser aufgeschlossen, und die Verfasserin fand einige kleine Brachiopoden und *Daonella Taramellii*.

Es scheint, daß der Porphyrit mit geringer Unkonformität als Gang in die Buchensteiner Knollenkalke aufsteige und in dieselben schmale Apophysen entsende.

Die ganze Serie wird von der nächsten O-W-Verwerfung beim Kukapaß abgeschnitten, und abgesenkte Wengener Schichten stehen im Nordsegment an.

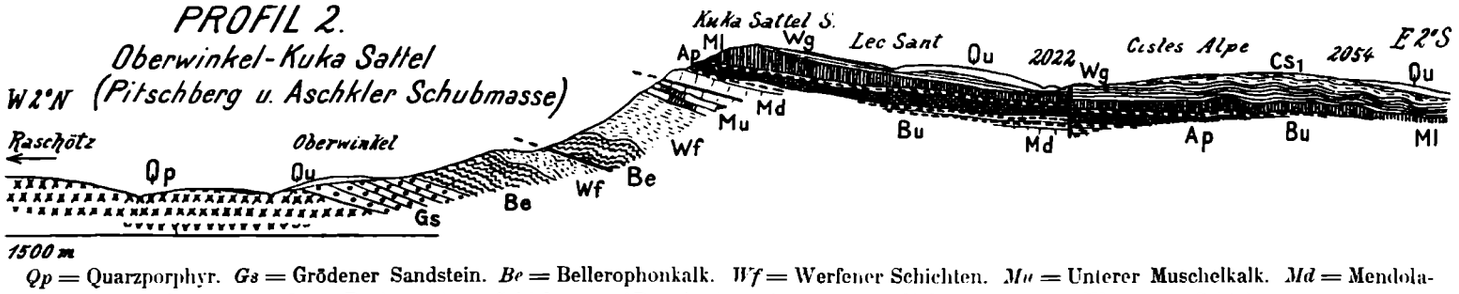
Die Schubfläche an den Westhängen des Pitschberges.

Die Sorasaßalpe und der schmale Sattel zwischen Pitschberggipfel und dem Rücken des Gran Roa sind größtenteils begrast, aber die Felsen, welche nahe beim Gran Roa auswittern, gehören zu den unteren Werfener Horizonten.

Die unterschobenen Gesteine am Gran Roa sind Mendoladolomit oder Buchensteiner Schichten mit Streichen ONO—WSW und Fallen SSW.

Ein wichtiger topographischer Zug entsteht durch das plötzliche Endigen der kalkig-dolomitischen Felsen des Gran Roa im N.

Dies wird verursacht durch die Fortsetzung der O-W-Verwerfung, welche den Pitschberg nahe dem Gipfel schneidet. Der Nordabschnitt umfaßt hier die Werfener Schichten, welche zur Pitschberg Schubmasse gehören, und diese sind von Bächen tief erodiert, die nordwärts aus Sorasaß gegen die Mulde von Oberwinkel fließen. Der Sattel zwischen



Qp = Quarzporphyr. *Gs* = Grödener Sandstein. *Be* = Bellerophonkalk. *Wf* = Werfener Schichten. *Mu* = Unterer Muschelkalk. *Md* = Mendoladolomit und Grenzzone. *Bu* = Buchensteiner Schichten. *AP* = Augitporphyrit. *Ml* = Melaphyr. *Wg* = Wengener Schichten. *Cs* = Untere Cassianer Schichten. *Qu* = Quartär.

Fig. 25.

Gran Roa und Pitschberg besteht ganz aus diesen Werfener Schichten, und an der Westseite dieses Sattels bei zirka 2000 *m* liegen sie mit steiler Ostinklination auf verschiedenen Horizonten der Untermuschelkalkserien. Dies ist der westlichste Punkt, an welchem die Schubfläche aufgeschlossen ist. Etwas tiefer unten sind die Aufschlüsse an der Ostseite besser.

Auf einem noch tieferen Niveau bei zirka 1800 *m*, dort, wo der nordwärts vom Sattel abfließende Bach jenen erreicht, welcher von Oberwinkel gegen W fließt, sind die Bellerophonkalke aus dem Oberperm an der rechten Uferseite des Sattelbaches erschlossen (Profil 2). Sie enthalten in einer Schichtenfolge von etwa 25 *m* Mächtigkeit Rauhwacken, gelb verwitternde Dolomitlagen und graue, dolomitische Kalke. Sie streichen nord-südlich, fallen sanft gegen O, doch sind ihre Schichtflächen sehr gestriemt und an den Oberseiten poliert.

Ihre untersten Horizonte liegen ganz unregelmäßig auf Kalkklippen, deren Streichen N 70° W und deren Fallen 40° NNO ist.

Die Kalke gewisser Horizonte enthalten zusammengedrückte und verbogene *Myacites*-Fossilien, an anderen Orten ist der Kalk rötlich, graulich und weiß geädert und gebändert. Die untersten Horizonte dieser Gruppe führen keine

Fossilien; sie gehören zu den unteren Werfener Serien und nehmen hier im Verhältnisse zum Bellerophonkalk die Lage der unterschobenen Masse ein (Taf. XXIII, Prof. 24).

Dieser „Oberwinkel"-Abschnitt der überschobenen und unterschobenen Masse ist vom „Sattel"-Segment, wo die Fläche zwischen Werfener Schichten und unterem Muschelkalk durchgeht, durch die Fortsetzung der ost-westlichen Verwerfungsfläche zwischen Pitschberg und Kukapaß abgetrennt. Zur Bequemlichkeit soll sie als „Kuka"-Verwerfung bezeichnet werden. Der nördliche oder „Kuka"paßabschnitt ist abgesenkt.

Die Verwerfungsfläche ist an einem Bache aufgeschlossen, welcher westlich vom Kukapaß gegen den Punkt abfließt, der in der Karte mit 1791 *m* eingezeichnet ist. Der Aufschluß befindet sich etwa bei Höhe 1900 *m*. Die Verwerfungsfläche steht senkrecht und verläuft genau ost-westlich. Sie ist keine einfache Fläche, sondern in Wirklichkeit eine Zone zertrümmerter, zerquetschter, sehr zerrissener Gesteine. Sie ist ein wenig über 1 *m* breit und besteht aus verbogenen, deformierten Werfener Schichten. Die Nordwand der Verwerfungszone besteht hier aus den untersten Horizonten der unteren Werfener Kalke, welche nach oben in die fossilführenden „*Myacites*"-Kalke übergehen. Sie streichen N 65° W und fallen steil nach SSW mit einer Beugung von 60—70° gegen die Verwerfung.

Die Südwand der Verwerfungszone setzt sich aus dickbankigen Werfener Kalken zusammen. Diese sind sehr zerrissen, stark verändert und geädert, in ein marmorähnliches Gestein umgewandelt und zeigen auf den Cleavageflächen die Entwicklung sekundärer Mineralien. Die mylonitischen Gesteine der Verwerfungszone enthalten Fragmente aus beiden Seiten. Die veränderten Gesteine im S setzen sich auf eine Mächtigkeit von 5 bis 6 *m* von der Verwerfung fort und werden von horizontalen Gleitflächen in ost-westlicher Richtung durchsetzt.

Der ganze Charakter dieser Verwerfungszone mit dem Vorkommen einer Zertrümmerungsbreccie in einem ziemlich weiten Schachte deutet das Vorhandensein von Reibungsspannungen in der Masse an, welche beim Zerren und Zerreißen der Gesteine auf die gleiche Weise wie an Schubflächen entstehen. An einer Stelle sind beide Seiten tief gefurcht, so daß ein konkaver Teil der einen Seite in einen konvexen der anderen paßt oder nur ein wenig von ihm getrennt und der Zwischenraum dann mit Breccie ausgefüllt ist.

An anderen Stellen wurden die Ausfüllungen an der einen oder anderen Seite von ihrem Ursprungsorte durch Bewegungen abgeschnitten und blieben dann als fremde Einschlüsse in der Wand der Gegenseite. Dies geschah, weil die Verwerfungsfläche mit den Schichten vorwärts verfrachtet wurde und die Wände der Gegenseite ihre Lage zueinander nicht behielten.

Nicht allein an der „Oberwinkel"-Verwerfung, sondern auch an manchen Stellen der Aschkler Gruppe von O-W-Verwerfungen weiter nördlich kann man Beispiele fremder Gesteinsmassen sehen, welche manchmal geringe Schichtengruppen enthalten, fest angewachsen an die Verwerfungswand, die selbst aus ganz verschiedenem Gestein besteht.

An der Oberwinkelverwerfung sind Stücke von rotem Ober-Werfener Mergel in Hohlräume einer Seitenwand aus unteren Werfener Schichten gequetscht. Diese Furchen verlaufen ost-westlich und bilden einen strengen Beweis für horizontale Bewegungen in dieser Richtung längs der Verwerfungsfläche. Die Fortsetzung der Schubfläche im Oberwinkelabschnitt nördlich der Verwerfung verursacht eine Wiederholung der unteren Werfener Schichten.

Die unterschobene Gruppe bildet bei 1800 bis 1900 *m* eine deutliche Terrasse, auf welcher hier und dort Ober-Werfener Schichten anstehen. Auf diesen, in den jähen, überhängenden Felsen oberhalb der Terrasse und unterhalb des Kukapasses, liegen zunächst die Bellerophonkalke, dann die unteren Werfener Kalke. Die Bellerophonschichtenserien zwischen den zwei Gruppen der Werfener Schichten keilen gegen N aus, und die Schubfläche verläuft ganz in Werfener Schichten. Sie steigt zu den höheren Horizonten der Werfener Schichten im nördlichsten Teile des Kukaabschnittes an.

Eine höhere Schubfläche ist an der Basis des Mendoladolomits vorhanden und schneidet manchmal einen Teil des Dolomits aus.

Sie setzt die Störungsfläche fort, welche an den Pitschberghängen in den Grenzhorizonten des unteren Muschelkalks und Mendoladolomits beobachtet wurde. Sie ist im Südteile des Kukaabschnittes nicht gut aufgeschlossen; bessere Aufschlüsse sind dann nördlich vorhanden, wo sie von keiner bedeutenderen Vegetation mehr verdeckt wird.

Kukapaß gegen Seceda.

Der schmale, obere Teil des Val Anna, das sich gegen N. von unterhalb des Kukapasses zum Broglespaß und zur Secedagruppe ausdehnt, ist nach dem Hauptort des Tales auf den Karten zuweilen „Costamula", zuweilen „Oberwinkel" genannt. Er ist zusammengesetzt aus den permischen sedimentären Schichtenfolgen, aus Grödener Sandsteinen, gipsführenden Mergeln, Rauhwacken, Dolomit- und Kalklagen der „Bellerophonkalk"serien.

Am Hang zwischen „Hohe Brücke" und Costamula-Hügel steht Quarzporphyr an und wird im Gebiet von Furnes von Grödener Sandsteinen überlagert.

Die Bellerophonserie hat ihre Basis bei etwa 1700 *m* am Oberwinkel-Bacheinschnitt und wird etwa 100 *m* höher von Werfener Schichten überlagert. Diese bilden die Felsen der unterschobenen oder Basalmasse.

Die Furnes- und Costamulahänge des Nordabschnittes sind stark mit Moräne bedeckt und weisen nur geringe Aufschlüsse in der permischen Schichtenfolge auf. Östlich davon stehen geschichtete Gehängebreccien an.

Das allgemeine Streichen ist N 80° O, das Fallen 20° gegen S.

Die Werfener Schichten bilden eine bewaldete Terrasse unterhalb des hohen Kammes und ebenso einen bedeutenden Teil des Kammes selbst.

Aber ihre große Mächtigkeit hier von über 200 *m* entsteht durch eine Verdoppelung der unteren Werfener Schichten an der Schubfläche. Die darübergeschobenen Werfener und Untermuschelkalkserien streichen N 35° O und fallen 25° OSO. Der Mendoladolomit des Überschiebungssegments beginnt etwa bei der 2040- bis 2060-*m*-Schichtenlinie unterhalb des Kukapasses und wird bei 2120 *m* von den Kalken und gebänderten und bituminösen Horizonten der höheren Gruppe des alpinen oberen Muschelkalks überlagert. Diese sind gemeinsam mit der mächtigeren Gruppe auflagernder Buchensteiner Knollenkalke verbogen und gefaltet und zeigen eine gestörte Lagerung auf den Klippen aus Mendoladolomit. Dieser ändert rasch seine Mächtigkeit und zeigt an der Südseite des Passes gestörte Beziehungen zum unteren Muschelkalk.

Die Ober-Buchensteiner Schichten schließen einen schmalen Lagergang von Augitporphyrit ein, eine gewisse Mächtigkeit von Tuffkonglomeraten und einen ziemlich mächtigen Lavaerguß. Die Wengener Schichten stehen auf der Paßhöhe an (2153 *m*), wo sie N 50° O streichen und mit 24° nach SSO fallen.

Die Basis des Mendoladolomits kann im Anstieg auf dem Kukawege an der letzten Ecke unterhalb des Passes im N untersucht werden. Unmittelbar östlich des Punktes, welcher auf der Karte mit 2010 *m* eingezeichnet ist, ist nahe der Basis des Dolomits eine Schubfläche gut aufgeschlossen. Die obere oder Überschiebungsmasse aus Dolomit ist grob geschichtet und steigt für etwa 40 *m* als senkrechte Wand an. Sie liegt ungleichförmig mit unregelmäßiger, gewellter Oberfläche auf einer Zermalmungs- oder mylonitischen Breccie, deren Mächtigkeit sich von Stelle zu Stelle von $^1/_2$ bis zu 4 oder 5 *m* ändert.

Die untere Oberfläche des Hangendfelsens besteht aus stark umgewandeltem, poliertem Dolomit von schmalstreifiger Beschaffenheit. Die Schubfläche unterhalb des Hangendfelsens ist meist horizontal, ausgenommen die flachen Krümmungen der gewellten Faltenformen.

Der Dolomit ist fein brecciös, z. T. mylonitisch bis auf etwa 20 *cm* ober der Schubfläche. Der Hauptfelskörper oberhalb der Fläche ist steil gegliedert und zerspalten, aber er weist keine Faltungen auf.

Die Schichtflächen fallen unter 24° gegen SO. Durch den überhängenden Felsen schneidet eine Verwerfungsfläche, die von ONO gegen WSW gerichtet ist und mit 75° gegen NNW fällt.

Die Zermalmungsbreccie an der Schubfläche besteht aus flachen oder zuweilen gerundeten Fragmenten, voll von Kalzitadern. Die Stücke sind blaßgrauer, ziemlich kompakter Dolomit, zuweilen ein rötliches Gestein von knolliger Beschaffenheit, oft mit konzentrischen, hellgefärbten Ringen auf den Oberflächen. Manche Zonen sind gänzlich mylonitisiert. Manche der Bruchstücke zeigen Eindrücke, Striemung und Furchung. Die mylonitische Breccie ist stark geklüftet und weist schmale Faltungen auf.

Der Fels unterhalb der Zerreibungsbreccie ist an dieser Stelle nur wenige Meter mächtig. Er ist hoch poliert und voll von Umwandlungsprodukten. Er weist große Ringe von roter, grüner und grauer Färbung auf, ähnlich denjenigen auf den Bruchstücken aus der Breccie. Seine obere Fläche ist gewellt, und die höchsten Teile der Kämme sind oft poliert und gerillt, während die Hohlräume dicht mit zerbrochenem Material angefüllt sind. Die Rillen verlaufen von O nach W, parallel mit dem Streichen der Kämme und Vertiefungen der gewellten Oberfläche. Deshalb muß man als Richtung der Schubbewegung die ost-westliche annehmen.

In nördlicher Fortsetzung dieses Aufschlusses beschreibt die Fläche im Mendoladolomit eine Wölbung, welche die Schichtenfolge schneidet, indem sie sanft durch ihn hindurch gegen N ansteigt und erst unter flachem Winkel abfällt, wo sie die Grenzfelsen zwischen Mendoladolomit und unterem Muschelkalk trifft.

Die bedeutendste Mächtigkeit von Mendoladolomit wird im Nordteil des Kukasegments erreicht, wo die Fläche in ziemlich hoher Lage durch den Dolomit schneidet.

Im nördlichsten Teile dieses Segments sind die Gesteine des unteren Muschelkalks unterhalb der Fläche folgende:

a) sandiger, dünnschichtiger Dolomit, von der Fläche schräg geschnitten;

b) 10 *m* grauer, mergeliger Kalk;

c) 12 *m* dünnschichtige Mergel und Schiefer, gelegentlich mit Pflanzenresten;

d) rote Krinoidenkalke;

e) Myophorien-Mergel und weiche Kalke;

f) 4 *m* rötlicher, dickgeschichteter Kalk mit Krinoiden-Bruchstücken und gelegentlich Bivalven;

g) herrlich buntfarbige, ziegelrote und gebänderte graue, mergelartige Kalke und Mergel mit Myophorien und anderen mangelhaft erhaltenen Fossilien.

In diesem Horizonte wird die Schichtenfolge von einer anderen horizontalen Schubfläche durchdrungen, und die Horizonte unter derselben sind sehr gestörte, geklüftete, tiefrote Schiefer und graue und orangeverwitternde Kalke der Ober-Werfener Schichten.

Diese untere Fläche ist die nördliche Fortsetzung der Schubfläche der Sorasaßalpe und der Oberwinkelmulde.

Die ganze Schichtenfolge ist an einem tiefen Graben unterbrochen, der in westlicher Richtung aus den Klippen entspringt. Auf der Nordseite des Grabens kann man steile Niederbeugungen der Schichten gegen den Graben hin beobachten, und die gleichen Horizonte stehen an der Nordseite etwa 15 *m* höher an als an der Südseite. Durch den Graben geht ein O-W-Verwerfung.

Wo die Verwerfung die untere Schubfläche erreicht, bestehen die zerriebenen und zerklüfteten Gesteine unterhalb der Fläche hauptsächlich aus den buntfarbigen Mergeln und gelb verwitternden sandigen Kalken der Ober-Werfener Schichten und bilden einen charakteristischen Zug an den Hängen.

Die höhere Schubfläche dringt nochmals in die Horizonte des Mendoladolomits ein, die untere bleibt im unteren Muschelkalk und in Ober-Werfener Schichten. Die Ober-Werfener Horizonte unterhalb dieser Schubfläche bestehen aus gut geschichteten Kalken und Schiefern, die N 20° O streichen und mit 12° ostwärts fallen. Sie sind reich an Fossilien, von denen manche der im paläontologischen Teil beschriebenen hier gefunden wurden.

In den Grenzhorizonten gegen die Unter-Werfener Schichtengruppe kommt ein Gastropodenoolith vor, und diese Gruppe enthält auch die Haupttypen von *Pseudomonotis* in bemerkenswerter Anzahl.

Die Konglomerate an der Basis des unteren Muschelkalks sind jene Horizonte, welche nebst den Krinoidenkalken und Myophorienmergeln durch die untere Schubfläche am meisten beeinflußt wurden.

Inmitten des Schuttes findet man große Platten geglätteter und gefurchter Konglomerate und mergelige Kalke voll von Kalzitadern und zerdrückten und verbogenen Fossilien. Die Krinoidenkalkplatten sind tiefgerillt und hochpoliert, manchmal marmorisiert. Die dunkelroten und blaßgrauen tonigen Schichten und plattigen Kalke mit Glimmerblättchen sind ebensosehr zerbrochen, und verbogene und zerquetschte Stücke liegen im Schutt, auch Blöcke einer mylonitischen Breccie sind dazwischen verstreut. Diese sind gewöhnlich von tiefdunkelroter Farbe und enthalten zerquetschte Bruchstücke aus verschiedenen Horizonten der Muschelkalk- und Ober-Werfener Felsen. Die Kalke liegen inmitten der mylonitischen Reibungsmasse oft wie harte Knollen.

In diesem Abschnitte sieht man, wie die untere Schubfläche die Schichtflächen der unterschobenen Serien gewöhnlich unter einem Winkel von etwa 20° schneidet, aber zuweilen hat sie einen ganz unregelmäßigen Verlauf, indem sie durch die Schichten steil ansteigt und dann unter einem flachen Winkel hinabsinkt. Dieser Befund zeigt an, daß der Schub hier in Gleitungen und Zerschneidungen der Felsen seinen Ursprung hatte und nicht in überkippter Faltung und in Faltenbrüchen.

Der ganze Komplex der höheren Felsen, die den Rücken und die hohe Terrasse bilden, durch welche die Schubfläche hindurchgeht, wird dann weiter im N von einer Gruppe dreier kleinen Flexurverwerfungen in ost-westlicher Richtung geschnitten. Sie mögen die Aschkler Gruppe genannt werden, da sie durch die Eruptivfelsen schneiden, die das hohe Weideland der Aschkler Alpe auf der Höhe des Rückens bilden.

Ein Blick auf die geologische Karte zeigt, daß diese Verwerfungen der Hauptsache nach eine Serie staffelförmiger Verwerfungen sind, welche die Felsen gegen die Kukadepression absenken.

Außerdem ist, genau genommen, das Segment unmittelbar nördlich der Kukadepression als Hebung im Verhältnisse zu den beiden Segmenten im N und S aufgebuckelt. Beiderseits, im N und S, sind die Schichten gegen die Verwerfungen hinabgebogen.

An der Südseite dieses Segments fallen die Schichten des Kukasegments steil von der O-W-Verwerfung hinweg. Im Segment an der Nordseite fallen sie gegen die Verwerfung, sind in der Mitte desselben in der Richtung NO—SW schräg aufgebuckelt, dann noch einmal gegen das nächste Segment hinabgebogen. Der nördlichste der Aschkler Abschnitte zeigt gleiche Beschaffenheit. In diesen beiden Abschnitten treten gelegentlich in den weicheren Schichten oder nahe der Schubfläche überkippte Faltungen auf, welche in der Richtung von NO nach SW verlaufen und gegen NW überkippt sind.

Die untere Schubfläche steigt unter flachem Winkel durch die Ober-Werfener Schichten an, stufenweise der oberen Fläche näherkommend, welche in den unteren Horizonten des Mendoladolomits verbleibt.

Die Gruppe der O-W-Verwerfungen an den Kuka- und Aschkler Hängen kann in die unteren Hänge nicht verfolgt werden; sie ist ganz auf die Schubschollen begrenzt. Es ist wahr, hier, besonders im Nordteile der hohen Terrasse, liegt viel Schutt, aber an den Felsen unterhalb desselben zeigen sich keine Spuren von O-W-Verwerfungen.

Die O-W-Verwerfung zwischen dem nördlichsten der Aschkler Segmente und dem Steilhang der Secedagipfels ist die bemerkenswerteste der Reihe. Auf der Aschkler oder Südseite werden die blaßgrauen Felsen der Mendola- und Buchensteiner Horizonte von den dunkeln eruptiven Laven und Tuffen überragt, während diese an der Nordseite, am Secedagipfelhang, fehlen. Dies bezeichnet den Beginn der Randfazies, welche den Übergang aus der Tuffazies des Aschkler und Kukaplateaus zu der kalkig-dolomitischen Fazies weiter nördlich bilden.

An dieser O-W-Verwerfung sind die Felsen des Nordsegments mit einer Flexur gegen die Verwerfung hinabgebeugt und die Flexur nächst der Verwerfungszone ist mit sehr deutlicher Gleitung in den Buchensteiner Schichten verbunden.

Manchmal erfüllen diese Schichten die Verwerfungszone als eine feinzerklüftete, senkrecht gestellte Gruppe. Ihr Streichen ist nahe an jener N 50° W, ihr Fallen 60° gegen SW.

Die Schichten im S zeigen ein allgemeines Streichen von NO nach SW und ein Fallen von 20° SO. Sie sind an der Verwerfung steil aufgerichtet und wenden sich gegen W herum, gegen ein Streichen ONO und ein Fallen SSO. Zuweilen sieht man die Schichtflächen nächst der Verwerfungsfläche in einem Bogen aus der einen Streichrichtung in die andere gedreht, die Schichten oder Schichtengruppen enggepackt, an anderen Stellen längs lokaler Gleitflächen quer übereinander verfrachtet. Diese Störung vertritt die Nordgrenze der oberen Schubfläche und verläuft als eine O-W-Zermalmungszone in den Dolomitfelsen und in den Buchensteiner Schichten des Seceda-Aschkler-Plateaus.

Die ganze Schichtenmasse steigt steil gegen den Secedagipfel an.

Die untere Schubfläche geht hier durch die roten Mergel des Muschelkalks und die höchsten Horizonte der oberen Werfener Schichten. Sie steigt gegen Norden durch die höheren Horizonte an innerhalb einer bemerkenswerten Wand von gedrehtem und zerschnittenem Mendoladolomit, welche unter den dunkeln, gebänderten Schiefertonen der Grenzzone und der Buchensteiner Schichten des Secedaplateaus ansteht. Der Dolomit ist unter einem Winkel von 60° steil aufgerichtet, im allgemeinen mit einer Inklination gegen SSO. Die Gesteinsmasse ist von stark zerschnittenen Cleavageflächen durchsetzt, manche von ihnen zu Bogenform gekrümmt, mit dem Außenrand gegen W, mit dem inneren gegen SO. Tiefe Furchen und Harnische verlaufen beinahe horizontal oder unter flachen Winkeln zur Hauptcleavage in der Richtung ONO—WSW. Die Oberflächen der Gesteine sind sehr stark verändert und untergeordnete Cleavageflächen unter verschiedenen Winkeln zur Hauptcleavage entwickelt. Der Mendoladolomit oberhalb und unterhalb dieser Fläche gibt ein sehr gutes Beispiel für Schuppenstruktur.

Unmittelbar im S des Gipfels, an der Kante des hohen Plateaus, erstreckt sich eine schmale, tiefe Spalte in der Richtung NW—SO durch die Felswand. Die gegenüberstehenden Oberflächen der Kalk- und Dolomitfelsen weisen Striemung, steile Cleavage- und Breccienbildung auf und zeigen deutlich eine kleine Verwerfung an.

Der südliche Abschnitt ist im Verhältnisse zum Gipfelgebiete nur wenig emporgehoben. Die unteren Horizonte der Buchensteiner Schichten des Gipfels sind steil aufgerichtet und in der Nachbarschaft der geneigten Schubfläche an der Westseite gestört. Die Schichten sind hier zu einer Gruppe von Faltungen zusamengedrängt. Diese streichen N 20—25° W und sind in den dickbankigen Knollenkalken gut entwickelt.

Es tauchen also beide Schubflächen im Secedaplateau auf, die untere als eine steil geneigte Fläche im Mendoladolomit, die obere als eine Störungsfläche in den Buchensteiner Schichten. Sie bewirken nur eine geringe Verschiebung.

Durch die ganze Westwand hindurch haben sie die Horizonte des Mendoladolomits und der tieferen Schichten deutlich zerschnitten und einen gewissen Betrag von Deformation und horizontaler Verfrachtung der unterlagernden Schublagen hervorgerufen, aber kaum die normale Folge der Schichtenreihe geändert.

Im O des schmalen Kammes, welcher die Secedawand mit dem Broglespaß verbindet, befindet sich parallel zu ihm ein breiter und niedriger Rücken, an dem fossilführende untere Werfener Schichten erschlossen sind. Sie sind in ihrer Lagerung stark gestört und häufig von glazialem Material und herabgestürzten Felsen bedeckt. Es scheint möglich, daß sie verrutscht sind.

Dennoch kann man nahe dem Broglesrücken die Werfener Schichten in regelmäßiger Lagerung auf den höchsten Bellerophonkalken mit Algenhorizonten bemerken.

An ihrer Ostseite stehen bei der 2200-*m*-Schichtenlinie Grödener Sandsteine und Bellerophonkalke an und setzen auf höherem Niveau gegen O fort. Wahrscheinlich verläuft hier die Fortsetzung der NNW-OSO-Vertikalverwerfung, welche durch die Secedarunse östlich des Secedagipfels durchzieht. Die ganze Schichtserie der Felswand unterhalb des Gipfels fällt steil gegen diese Verwerfung, aber das Gelände zwischen den sehr unvollständigen Aufschlüssen des Broglesplateaus und der jähen Secedawand ist mit Schutt und Bergsturzblöcken zugedeckt. Die Kartierung kann bestenfalls nur fragmentarisch und unsicher sein, und die Verfasserin dehnte ihre Beobachtungen nicht auf den Osten und Norden der Broglesliänge aus.[1]

Zusammenfassung.

Wenn wir die Hauptzüge in der Beschaffenheit der Westwand zusammenfassen, so finden wir dort eine Serie von Verwerfungsabschnitten, die vom Secedagipfel zur Südseite der Kukadepression reichen, einer von dem anderen durch O-W-Verwerfungen getrennt, deren Gesamtwirkung in einer Hebung im N besteht. In jedem der Abschnitte ist das Streichen NNO—SSW, veränderlich aus einer Richtung N 15° O zu N 35° O; das Fallen 25° OSO, doch wird dies in den Haupthebungsabschnitten im N viel steiler. Gewisse erste Faltenformen mit WNW-OSO-Streichen können in den Hauptflexuren innerhalb der Schubmasse verfolgt werden.

Die ganze Schichtenserie wurde an zwei Hauptschubflächen horizontal abgeschnitten, und in den oberen Horizonten wurden Schubkeile abgetrennt und gegen W bewegt, meistenteils über die unteren stratigraphischen Gruppen hinaus.

Im südlichsten Abschnitte wurden die unteren Glieder der Schichtfolge von der unteren Schubfläche geschnitten, und in der Oberwinkelbachrunse bemerkt man Permschichten westwärts auf Werfener Schichten überschoben. Die Basalmasse besteht hauptsächlich aus hartem, widerstandsfähigem Quarzporphyr, auf welchem Permsandsteine und Kalke liegen.

Diese Masse streicht im allgemeinen ONO—WSW und fällt mit zirka 30° nach SSO, die Faltungen in den permischen Sandsteinen und Kalken jedoch weisen veränderliches Streichen auf. Das Fallen beschreibt unterhalb der Schubmasse an den Oberwinkelhängen eine steile, ostwärts gerichtete Flexur.

Angenommen, daß die ursprüngliche Falte hier den WNW-OSO-Achsen folgte, muß das Streichen, welches in jedem der ost-westlichen Segmente von der Seceda bis zum Kukapaß in NNO-SSW-Richtung vorhanden ist, als ein durch spätere Bewegungen neu hinzugekommenes, besonders in den Schubschollen gut entwickeltes betrachtet werden,

[1] In der geologischen Karte, welche den Text begleitet, ist der Bellerophonkalk zu eng eingetragen worden; er ist in der Enneberg-karte richtig.

wie auch die Basalmasse in den weicheren, zur Faltung mehr als der Quarzporphyr geeigneten Schichten mit Sicherheit erkennen läßt, daß gewisse Verbiegungen und Drehungen während der späteren Bewegungen verursacht wurden.

Die obenstehenden Beschreibungen und die geologische Karte beweisen entscheidend, daß die Flächen der horizontalen Bewegung in dieser Westwand ursprünglich mit jenen des Pitschberges in Zusammenhang waren.

In bezug auf die höhere Fläche sind die Erscheinungen durchaus dieselben. Sie war augenscheinlich eine Begleitfläche von differenzialen Gleitungen, welche sich in den Randzonen ober- und unterhalb des Mendoladolomits entwickelten und gegen Norden in den nächsthöheren Schichten anstiegen. Die untere Fläche ist im Pitschberggebiet eine wichtige Schubfläche, auf der eine mächtige Felsmasse nach W und SW überschoben wurde, und auf eine bemerkenswerte Erstreckung hin liegen an der Schubfläche ältere Horizonte auf jüngeren.

Die Distanz oder Ausdehnung der Zone, welche durch horizontale Verschiebung beeinflußt wurde, nimmt nordwärts ab, wie dies in der Westwand bei den Kuka- und Aschkler Alpen und dem Secedagipfel aufgeschlossen erscheint. Am Seceda schneidet die Fläche hauptsächlich durch Mendoladolomit und muß, für sich betrachtet, einfach als eine geneigte Verwerfungsfläche angesehen werden, die unter einem Winkel von etwa 40° gegen O oder OSO einfällt und an welcher die Bewegung zwei Keile desselben Dolomits in Übereinanderlagerung brachte. Die Störungen im überschobenen Keil klingen in einer Gruppe von Faltungen am Secedagipfel aus.

Die Neigung der Bruchflächen wird rasch höher, wo die Verminderung im Ausmaße der horizontalen Verfrachtung stattfindet. Dies bedeutet eine Art Torsionsbewegung der Schubmasse, wobei im Pitschberggebiet eine Drehung von zirka 35 ° gegen W um einen Winkel stattgefunden hat, der gleich nördlich Seceda lag.

Nördlich von der Seceda erheben sich die Permschichten und der Quarzporphyr in einer hohen Antiklinale mit WNW-OSO-Streichen, die eine bedeutende Faltform in der älteren Faltung mit diesem Streichen vertritt. Die Beobachtungen am Secedagipfel zeigen also, daß die späteren Schuppungen gegen W geringer werden, wo sie nahe an diese alte Antiklinalform treten.

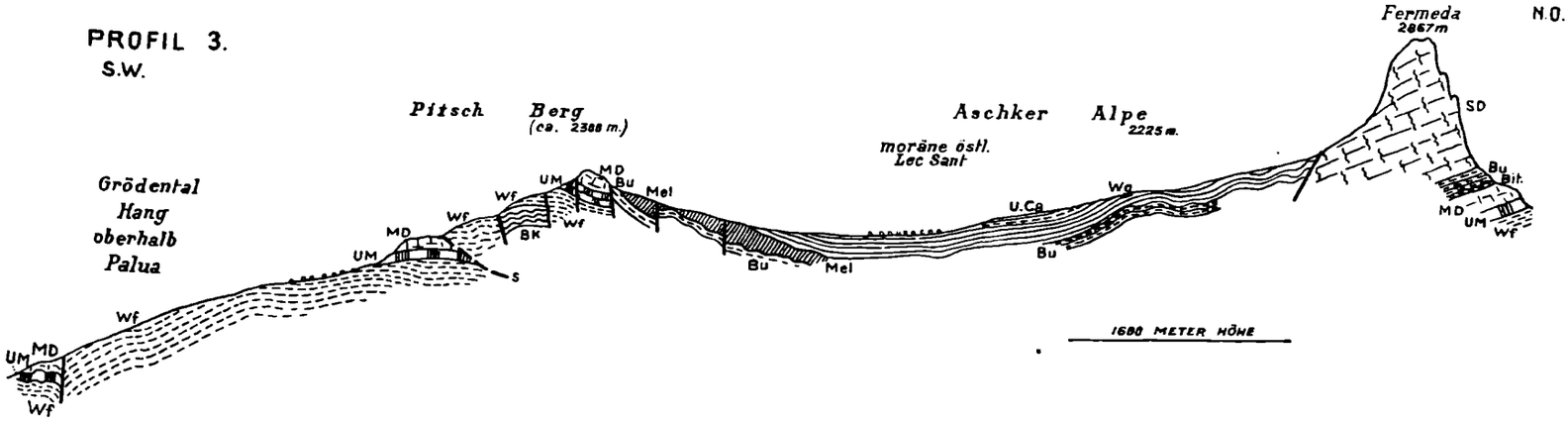


Fig. 26. Maßstab 1 : 25.000.

Wf = Werfener Schichten, UM = Unterer (Alpiner) Muschelkalk, MD = Mendoladolomit, Bit. = bituminöse Schiefer der Grenzzone, Bu = Buchensteiner Kalke, SD = Schlerndolomit, Mel = Melaphyr, Wg = Wengener Schichten, UCa = Untere Cassianer Schichten.

Die Nordwand der Seceda und der Geissler Gruppe.

Das scharfe Eck, welches die Felsen unterhalb des Secedagipfels bilden, sieht man auf dem Bild (Taf. I, Fig. 1). Die erste tiefe Runse, welche die Nordwand durchbricht, ist die Secedascharte oder -schlucht. An ihrer Ostseite zeigt die Photographie Klippen im unteren Teile, regelmäßiger geschichtete Felsen oberhalb. Diese bestehen aus Mendoladolomit, der nach oben in geschichtete Kalke und dunkle Schiefer übergeht, und Buchensteiner Knollenkalken. Die gleichen Horizonte setzen den Gipfel zusammen.

Zwischen den beiden ist hier eine steilabfallende Flexur der Secedafelsen gegen SSO, und in der Secedascharte werden sie von der vertikalen Verwerfung in der Richtung N 25° W geschnitten, welche eben erwähnt wurde.

Die Photographie (Taf. I, 4) zeigt das steile Einfallen der Schichten am Nordeck des Secedarückens und gleichfalls die untere Schubfläche in Fortsetzung von der Westwand.

Die Mächtigkeit des Mendoladolomit-Felsens oberhalb der Fläche beträgt am Eck etwa 30 *m*, doch nimmt sie ostwärts rasch auf 50 *m* zu. Die Gesamtmächtigkeit des Mendoladolomits ober- und unterhalb der Fläche ist nicht geringer als 80 *m*, sie ist also viel bedeutender als jene des Mendoladolomits im Abschnitt der Secedascharte weiter östlich.

Die Schubfläche senkt sich fortlaufend zur Westseite der Secedascharte ab, aber an deren Ostseite ist kein Anzeichen mehr für jene vorhanden.

Die Schlucht oder „Scharte" ist ein weiter und tiefer Einschnitt von der Form eines Amphitheaters, mit einem kurzen, vorspringenden Mittelrücken, der ihn in zwei Teile teilt.

Der Mendoladolomit an der Ostseite ist zirka 50 *m* mächtig. Die Basis der Buchensteiner Knollenkalke liegt an der Westseite viel höher als an der Ostseite. Dies entsteht durch die Überschiebungsverhältnisse im Mendoladolomit, welche seine Mächtigkeit dort sehr vergrößern. An dieser Seite zeigen sich auch lokale Störungen an der oberen Grenze des

Mendoladolomits nahe der Scharte und Ungleichmäßigkeiten der nächsthöheren Horizonte, was hier auf die Fortsetzung der horizontalen Bewegungsfläche hinweist. Während die Mendolafelsen steil nach SSO einfallen, ist die Inklination der bituminösen Schiefer und der Buchensteiner Knollenkalke eine viel geringere als jene des Mendoladolomits.

Die Schichtenfolge an der Ostseite der Scharte ist normal, und die stratigraphische Beschaffenheit und der Übergang der Fazies wurden im vorhergehenden Teile beschrieben.

Die oberen Horizonte der Buchensteiner Schichten umfassen etwa 4 *m* Tuffe und Schiefer, oberhalb von sandigen Kalken mit Hornsteinen, dann eine andere Gruppe von Tuffen, schön gefärbt, über der Hauptmasse der Kalke. Diese müssen gesondert als Übergang zu der Tuffazies eingereiht und als Ober-Buchensteiner Gruppe angesehen werden. Die Wengener und Cassianer Horizonte, welche sie überlagern, zeigen ebenfalls den Typus von Übergangsfazies; die Cassianer Schichten weisen zwischengeschichtete Dolomitbänder inmitten blaßgrauer und violetter tuffiger oder kalkiger Schiefer auf.

Die Photographie (Taf. V. 13), aufgenommen vom Broglesrücken aus, gibt eine allgemeine Vorstellung von der Nordwand, welche sich von der Secedascharte zum Panapaß oder zur Jochscharte erstreckt.

Man sieht die Mendolaklippen mit den weicheren Schichten des unteren Muschelkalks im Liegenden und über den Felsen eine geschichtete Masse, welche die geschichtete Obermuschelkalkgruppe mit dunkel gebänderten Schiefern und die Buchensteiner, Wengener und Cassianer Gesteine umfaßt. Das allgemeine Fallen ist ganz flach, 20—25° gegen SSO. Hier ist eine tiefe Kerbe in der Wand zwischen der Secedascharte und der Pana- oder Jochsenke, welche sie in zwei Kämme teilt, die man auf der Photographie bemerkt, und der Panapaß ist die östliche Scharte des zweiten Kammes.

Unmittelbar östlich der Panascharte durchschneidet eine Vertikalverwerfung die Wand in der Richtung NNW—SSO: sie läuft parallel mit der Verwerfung an der Secedascharte, und gleich jener senkt sie die Buchensteiner Schichten auf der Ostseite, aber die Senkung ist gering, etwa 7 bis 8 *m*. Wo diese Verwerfung die Dolomitfazies über den Buchensteiner Hornstein führenden Kalken schneidet, sind die senkrechten Wände zu beiden Seiten poliert und horizontal geglättet. Eine weitere interessante Beschaffenheit ist die Aushöhlung und Furchung der gegenüberstehenden Wände, die in der gleichen horizontalen Richtung wie die Harnische verlaufen.

Die Ostwand der Verwerfung weist Höhlungen auf, die sich horizontal längs derselben erstrecken.

Ausgehend von anderen Beobachtungen an Stellen, wo eine Verwerfungsbreccie im Anstehenden aufbewahrt blieb, schließt die Verfasserin, daß jene die Hohlräume durch die Reibung der zertrümmerten Gesteine, die sich in der Verwerfungszone anhäuften und gegen die Höhlungen gepreßt wurden, ausgeschliffen habe, als differentiale Verschiebungen in horizontaler Richtung an der Verwerfung eintraten.

Das Südfallen der Schichten ist in dem Abschnitte westlich der Panascharte ein sehr flaches; im östlichen Abschnitte nimmt der Fallwinkel in der Nähe der O-W-Verwerfung am Südhang stark zu (Fig. 18, S. 128).

Östlich der Panascharte bilden die Cassianer Kalke mit dünnen, mergeligen oder tuffigen Zwischenlagen sanftere, grasbedeckte Terrassen zwischen mächtigen Dolomitklippen, und sie streichen in der Richtung WNW—OSO durch die Wand. Die Cassianer Schichtenfolge an der Ostseite kann Lage für Lage mit der Aufeinanderfolge an der Westseite der Verwerfung sehr gut identifiziert werden. Der Hauptunterschied liegt in der poröseren Beschaffenheit und der Cipitkalken ähnlichen Verwitterung der zwischengeschalteten Kalkfelsen an der Ostseite und der viel größeren Mächtigkeit der Dolomitlagen.

Der natürliche Schluß ist, daß die Schichtfolge im O in engem Anschluß an die kalkig-dolomitische Fazies gebildet wurde. In der Tat bezeichnet das gegenwärtige Randgebiet der Variation und die Verfingerung mit den Cassianer Mischablagerungen die kalkig-dolomitische Fazies, während die Aufeinanderfolge im W von der Hauptmasse der kalkig-dolomitischen Fazies ein wenig entfernter war. Eine andere N-S-Verwerfung kommt im O des Kleinen Fermedagipfels (2568 *m*) vor, an welcher die Absenkung östlich erfolgte.

An der Kleinen Fermeda sind die mitteltriassischen Horizonte in der Nordwand gut aufgeschlossen, sie streichen N 70° O und fallen 28° SSO.

In geringer Entfernung gegen Ost ist das Streichen N 50° O, das Fallen 35—40° SO. Eine tiefe Schlucht trennt diesen Aufschluß von der Kleinen Fermeda, und die Felsen im O sind wenig gesenkt. Wenn man der Schlucht im Schlerndolomit folgt, sieht man, wie die Wände meist in N-S-Richtung senkrecht geklüftet und die Hauptcleavageflächen geglättet sind. Das abgesenkte Segment im O der Kleinen Fermeda bildet einen Teil der Großen Fermeda. Gegen den Fermedaturm ist die Wand wieder von einer Querverwerfung durchschnitten. Im nördlichen Teile der Wand verläuft sie von NNO nach SSW, dann in ihrer weiteren Fortsetzung gegen S ändert sie ihre Richtung immer mehr in eine von NO gegen SW.

Die Wände dieser Verwerfung zeigen wieder Breccienbildung und horizontale Harnische.

Noch weiter östlich, im O des Sass Rigais, durchschneidet eine andere senkrechte Verwerfung die Schlerndolomitfelsen in der Richtung NNO—SSW. Die Verwerfungsfläche ist bei zirka 2300 *m* erschlossen zwischen der Hauptwand des Sass Rigais im W und einer bedeutenden Felsmasse, welche an der Basis des Col della Salieres im O vorspringt. Harnische kommen beiderseits vor, und der Fels ist schön poliert. Gegen Nord wenden sich die Verwerfungsfläche und das Cleavagesystem gegen NNW, dann gegen NW.[1]) Die Dolomitfelsen an der Ostseite von Val della Salieres sind wenig gesenkt.

[1] Dieser höhere Teil des Dolomitgebiets vom Sass Rigais ist in der geolog. Begleitkarte nicht mehr enthalten; vgl. die Ennebergkarte.

Auf dem Nordhang des Sass Rigais ist die vollkommene Serie, von Schlerndolomit bis zu Grödener Sandstein, gut aufgeschlossen. Die Schichtfolge ist ganz normal. Auffällig ist die große Mächtigkeit der gipsführenden Bellerophonkalkschichten und die verhältnismäßig geringe Entwicklung der Werfener und Untermuschelkalkgruppen.

Die Hauptwirkung der transversen Verwerfungen gestattet eine einfache Deutung. Das Schichtenfallen ist durchaus südwärts, entweder SSO oder SSW. Die Serie der Quersegmente vom Secedagipfel im W zum Val de Mont Ega im O hatte die Tendenz, die Felsen im O zu senken, und die südfallenden Felsen, welche an der Nordwand des Fermeda-Geißler-Gebiets aufgeschlossen sind, wurden an dieser Seite immer mehr und mehr horizontal gegen N verschoben. Das Ergebnis war das neue Hinzukommen einer allgemeinen Streichrichtung von WSW—ONO für die anstehenden Dolomitfelsen der Nordwand. Aber an den einzelnen Schollen bemerkt man an der einen und anderen Stelle, daß der Dolomit ganz gut geschichtet ist und für eine vorhergehende Anpassung zeugt, bei welcher die Hauptflexur an diesem Teile von WNW gegen OSO und das Fallen gegen SSW gerichtet war.

Die eine Querscholle, welche von der staffelförmigen Verwerfung gegen O abweicht, ist jene zwischen den Gipfeln der Großen und der Kleinen Fermeda. Sie nimmt jene Lokalität ein, wo die Cassianer Gliederung der Dolomitwände und sanfteren Felsterrassen einer vollständigen dolomitischen Fazies weicht, und sie ist im Verhältnisse zu den Schollen beiderseits, im W und O, gesenkt.

Diese lokale Variation hat keine weitere Bedeutung.

Der hervorstechende Zug in der Nordwand ist das Vorhandensein einer Reihe von Sprüngen gegen O und stufenweise Senkung der Schichten gegen das Gebiet unmittelbar östlich von Val de Mont del Ega und Forces de Sielles, wo die mesozoischen Felsen der Puezalpe anstehen. In diesen und im Dachsteindolomit des Plateaus ist eine höhere Schubfläche vorhanden.

Die O-W-Verwerfungen der Aschkler und Kuka Alpe.

Der Übergang der Cassianer Kalke und Mergel in die Schlerndolomitfazies der Kleinen Fermeda und die Anpassung der Fazies beweist die veränderlichen Bedingungen jener Zeit. Der Übergang derselben Cassianer Gruppe gegen S und SW in Tuffazies blieb gleichwohl nicht fortlaufend erhalten. Dieser alte mitteltriassische Saum zwischen den beiden Fazies wurde nachträglich von der O-W-Verwerfung geschnitten, in welche südlich der Secedascholle die höhere Schubfläche der Westwand übergeht. Die Verschiebungen an dieser Verwerfung, welche die Seceda-Fermeda-Wand von der Aschkler Alpe trennt, müssen studiert werden, ehe der Faziesübergang im S klar eingeschätzt werden kann.

Es mag bemerkt werden, daß Mojsisovics in seinem Profil und in seiner Beschreibung dieses Gebietes das Vorhandensein von zwei eingeschalteten Verwerfungen, nördlich und südlich des Kukapasses, zeigte, jedoch Aschkler Alpe und Seceda-Fermeda-Wand als ungestört auffaßte.

Eine Prüfung des Südhanges der Felsen, welche mit der größeren Fermeda im O beginnt, zeigt einen riesigen Bergrutsch über einer der steil geneigten Flächen. Große Massen dolomitischer Felsen sind abgeglitten und bilden nun eine gegen S auslaufende Terrasse. Auf ihr steht einer der größten Blöcke als ein vereinzelter Turm und ist ein wohlbekanntes, „Piera Longia" genanntes Wahrzeichen des Landes.

An der Basis der Fermedahänge, westlich des Bergrutsches, fand die Verfasserin gute Probestücke von *Posidonia Wengensis*, kleine Avikulen und verkohlte Reste von Landpflanzen in einer Ablagerung dunkler Schiefer und Kalke. Weiter südlich wurde auch *Daonella Lommeli* in ihnen gefunden.

Sie gehören deshalb zum Wengener Alter und fallen SSO unter einem Winkel von 30 bis 35°, ein geringerer Winkel als jener des Schlerndolomits.

Sie gehen nicht in denselben über, sondern sie sind in ostwestlicher Richtung anscheinend an einer scharfen Verwerfung von ihm abgeschnitten.

Weiter nach Westen wird der Dolomit im N der Verwerfung von schiefen Terrassen aus weicherem Material in drei Wandstufen abgeteilt. Die untere Terrasse besteht aus sandigen und mergeligen Kalken, zwischenlagernd mit violett gefärbten Schiefern, ähnlich jenen, welche in der Nordwand von Seceda-Pana in den Cassianer Horizonten beobachtet wurden. Hier sind sie reicher an Fossilen, manche charakteristische Stuores-Cassianer Typen wurden in den Mergeln gefunden und in härteren, kalkigen Lagen eine Anzahl von *Cidaris*-Stacheln und Spuren von veränderten Lithodendronkorallen. Die untersten Horizonte sind den Cipitkalken, welche Blockformation zeigen, am ähnlichsten.

Die Gesteine der anderen Terrassen sind sehr ähnlich, aber die Kalke weniger unterbrochen. Ihre nördliche Fortsetzung zielt in die Mitte des Dolomits. In der Nordwand stellt der Dolomit eine einheitliche und ununterbrochene Entwicklung ohne Zwischenschaltung von Cassianer Mergeln vor, während die Cassianer Schichten in den Dolomit mit genauen Faziesbeziehungen einspitzen.

Die O-W-Verwerfung befindet sich an der Basis der Zwischenschaltungen von Dolomit und Cassianer Schichten und senkt diese ein wenig gegenüber den Wengener Schichten im S.

Im W der Kleinen Fermeda sind die Dolomitbänder und die O-W-Verwerfung an ihrer Basis durch die Panapaß-NNW-OSO-Verwerfung gegen S verschoben. In dieser Scholle sind die Schichten südlich der Verwerfung Buchensteiner Knollenkalke und zwischengeschaltete grüne Tuffe an Stelle der Wengener Schichten, die Schichten unmittelbar

im N Cassianer Mergelhorizonte und schmale, dolomitische Kalke. Obwohl das Gelände stark mit Gras bewachsen ist, bemerkt man in der Nähe des Secedagipfelgebietes einen deutlichen Wechsel der Gestaltung dort, wo sich die NNW-SSO-Verwerfung, welche an der Secedascharte aufgeschlossen ist, gegen S durch das Almgebiet fortsetzt. An ihrer Westseite ist die Gruppe der knolligen und gebänderten Buchensteiner Kalke wieder gehoben. Sie bilden einen Teil der Schubmasse der Westwand und sind in dieser Richtung aufgestellt; sie fallen gegen OSO oder SO. Die O-W-Verwerfungsfläche ist wieder gegen S verschoben und erscheint in der Westwand als die nördlichste der Verwerfungen der Aschkler Alpe. Sie durchschneidet die Schichten gerade dort, wo innerhalb der Ober-Buchensteiner und Wengener Schichtenfolge die Laven und Tuffe auftauchen. In den östlichen Schollen geht sie zwischen den Randfazies im N, welche wenig Tuff enthalten, und den vulkanischen oder Tuffazies im S hindurch.

Die Schichten in Kontakt mit der Verwerfung in der Seceda- oder Nordscholle sind die sandigen und knolligen Buchensteiner Kalke mit zwischengelagerten grünen Tuffen. In der südlichen Scholle kommen die gleichen Schichten vor, aber sie sind sehr stark verädert mit gelben Hornsteinen und zwischengeschaltet mit dünnen Lagergängen von Augitporphyrit.

Folglich ist diese O-W-Verwerfung in ihrem ganzen Verlaufe durch das ursprüngliche Randgebiet zwischen den zwei Fazies hindurchgegangen.

Die gemischten sedimentären Schichtengruppen der Seceda-Panawand enthalten sehr wenig Tuffmaterial und bilden ihrer Beschaffenheit nach einen Übergang von den tuffreien oder kalkig-dolomitischen Fazies zur Aschkler Alpe mit ihrem mehr vulkanischen Material. Die Übergangszone ist bemerkenswert schmal, sie hat nur die Breite des Hanges von der Secedawand zur Aschkler Alpe. Sie war in der Erdkruste augenscheinlich eine weichere Zone, als in junger Zeit die alpinen Deformationen einsetzten, seit welcher sich nicht nur diese, sondern auch die anderen O-W-Verwerfungen der Aschkler Gruppe in der Schubscholle ausbildeten.

Die zwei nächsten Verwerfungen der Aschkler Gruppe lassen sich nur im westlichen Teile der Alpe verfolgen und dort nur unterbrochen, wenn man beabsichtigt, die verschiedenen Horizonte der Buchensteiner Schichten, die mit den Verwerfungen in Kontakt stehen, zu identifizieren.

Bei dieser Untersuchung erweist die Erkennung der Ober-Buchensteiner Breccien und Konglomerate wertvolle Dienste (S. 47).

Die weite Mulde der Alpe wird von Wiesen eingenommen, deren Mitte Terrassen von Moränen und unregelmäßige Reihen von Moränenwällen in verschiedenen Niveaus besetzen.

Der Hauptaufschluß der Wengener Tuff- und Kalkfazies mit *Daonella Lommeli* befindet sich am Kukasattel oder -paß, u. zw., wie Mojsisovics erkannte, in einem von der ganzen Synklinale abgesenkten Teile.

Ihre Mächtigkeit beträgt hier etwa 30 *m* und schließt geringmächtige Laven ein, während, wie wir gesehen haben, ihre Mächtigkeit in den randlichen Mischfazies nahe dem Panapaß nur 7 bis 8 *m* beträgt.

Die Cassianer Felsen, die hier und dort im Almgebiet aufgeschlossen erscheinen, sind meist gelbverwitternde, brecciöse Kalke in gutgeschichteten Lagen. Die Oberflächen sind reich mit *Cidaris*-Stacheln besetzt, seltener wurden andere Fossilien, wie beispielsweise *Gastropoden, Ammoniten* und *Bivalven*, aufgefunden. Sie sind zwischen weiche kalkige und tuffige Mergel eingebettet. Über die ganzen Wiesen hin kommen Schollen dieser Gesteine anstehend vor. Sie fallen ziemlich steil gegen SSO oder S.

Oberhalb der Höhe 2197 *m* treten über diesen die Wengener Schichten unter dem gleichen Fallwinkel zutage und werden quer zu ihrem ONO-Streichen von einer der O-W-Verwerfungen gegenüber dem älteren feldspatischen Porphyrit im N abgeschnitten. Beide Schollen sind im O an der Fortsetzung der NNW-SSO-Panapaßverwerfung verworfen. Das Vorkommen sicherer Cassianer Fossilien ist hier nicht zu bezweifeln, obgleich in der Karte von Mojsisovics die ganze Entwicklung der tuffigen und mergeligen Fazies zu den Wengener Schichten gestellt erscheint in Einklang mit seiner allgemeinen Auffassung der Wengener Schichten, welche er sowohl bis zu einem höheren als zu einem niedrigeren stratigraphischen Horizonte ausdehnte, indem er zu den Wengener Schichten auch die Horizonte der Tuffkonglomerate zählte, die in der Aufnahme der Verfasserin als Buchensteiner Schichten kartiert worden sind.

Die Erkennung der Cassianer Zone ist in hohem Grade für die Tektonik wichtig, denn sie befähigt, die O-W-Verwerfungen sowohl zwischen dieser Zone und den Buchensteiner Schichten als zwischen ihr und den älteren Laven zu verfolgen und sie in ihrem wirklichen Betrag in die Karte einzuzeichnen.

Wenn diese als Wengener Schichten kartiert würden, wäre die Bedeutung der O-W-Verwerfungen mit ihren geringen senkrechten Absätzen und wiederholten horizontalen Verschiebungen in gleichem Sinne aufgehoben.

Trotz der an manchen Stellen schweren Bedeckung mit Moränenmaterial liefert die Aschkler Alpe genügende Beweise dafür, daß sie sowohl von den Verwerfungen in der Richtung NS oder NNW—SSO, welche die Nordwand von Seceda zum Panapaß, zur Fermedagruppe und zum Sass Rigais schneiden, durchdrungen wird wie von den O-W-Verwerfungen der Westwand.

Die seitlichen Verschiebungen der nördlichsten der O-W-Verwerfungen an den NNW- oder N-S-Verwerfungen beweisen, daß diese transversen Verwerfungen später eintraten als die ostwestlichen.

Die WNW-OSO-Faltungen.

Überall in den obigen Beschreibungen wurde die Aufmerksamkeit auf jene verschiedenen Stellen gelenkt, an welchen man erkennt, daß die allgemeine Gestaltung mit Faltungen übereinstimmt, deren ursprüngliches Streichen von WNW nach OSO verlief. Dies sieht man an der Antiklinalfalte des Pitschberges und am zerbrochenen Mittelstück dieser Falte, welches den Ostrücken des Pitschberges bildet. Die Kukadepression im N des Pitschberges ist ein Teil der ursprünglichen Synkline, und die nächste Antikline im N steigt gegen die Fermedawand und den Rücken der Antiklinale an, welcher sich zwischen Fermeda und Villnöß im N erstreckt.

Es ist jene gefaltete Schichtenmasse, welche von den späteren verstärkten NS-Druckkräften in Schubschollen zerschnitten wurde, die N- oder S-Bewegungen erlitten haben, und darnach von Querfalten und Schubflächen deformiert wurde.

Eine Querverschiebung in horizontaler Richtung erfolgte hier an einer wenig geneigten Schubfläche, an welcher ein Teil des ursprünglich östlich dieses Gebietes liegenden gefalteten Schichtenkomplexes in eine Überschiebungslage verfrachtet wurde oberhalb der gefalteten Masse des Gebietes von Val Anna und Val Christina (Prof. 2, S. 178). Die Wände der vertikalen oder stark geneigten O-W-Verwerfungen weisen horizontale Glättung in ostwestlicher Richtung auf und beweisen daher, daß sie während dieser Bewegung entstanden sind. Die Fortsetzung der Krümmungen der Schichten der Schubmasse entlang einer O-W-Störung ist sehr gut an der O-W-Störungsfläche zwischen Seceda und Aschkler zu sehen (S. 178).

Andere Verwerfungen entwickelten sich, so der WNW-OSO-Bruch am Südhange des Pitschberges, welcher die alte Antikline in dieser Richtung schneidet und an dem der Bellerophonkalk dieser Antikline gegenüber den Werfener Schichten im S verworfen ist (Prof. 1, S. 172).

Der Bellerophonkalk zeigt hier den antiklinalen Kern der Schubmasse an. Die Westwand vom Pitschberg zur Seceda offenbart ein beinahe senkrechtes Profil durch die über- und unterschobenen Schichtengruppen (vgl. Taf. XXIII, Prof. 24). Es erscheint ganz deutlich, daß die Schichten der Schubmasse, welche auf der Schubfläche liegen, die permischen oder älteren triassischen Horizonte sind bis in die Gegend unterhalb des Pitschberggehänges zum Kukapaß; weiter nördlich sind die Horizonte auf der Schubfläche mitteltriassisch. Die Aufeinanderfolge ist wegen der Faltung der Horizonte nahe an der Schubfläche nicht regelmäßig, aber in der Hauptsache sind die Horizonte nördlich des Pitschberges jünger.

Dies ist z. T. durch die Tatsache erklärt, daß in bezug auf die ersten Faltungen, im Pitschberggebiet die antiklinale Falte, im Kuka- und Aschkler Raum der synklinale Teil oberhalb der Schubfläche lag. Die Fläche selbst, verschont von den lokalen Faltungen, scheint sich im gleichen Niveau fortgesetzt zu haben. Dies ist auch teilweise der Ungleichmäßigkeit im Betrage der horizontalen Verschiebung zuzuschreiben, welche an verschiedenen Stellen durch die Schubbewegung ausgelöst wurde.

Die Verschiebung war im Aschkler- und Secedagebiete viel geringer als in jenem des Pitschberges, und da die Schubflächen gegen die Seceda hin ein Mittelstück in der gefalteten Schubmasse zwischen der nächsten Antikline im N und der Kukasynkline schneiden, waren die beanspruchten Schichten hauptsächlich die mittleren Horizonte der gefalteten Schichtenfolge.

Die Schichtenstörungen unterhalb der Schubmasse sind in der Gegend vom Kukapaß zur Seceda sehr gering und stark lokalisiert. Dagegen weisen die unterschobenen Schichten des Pitschberggebietes im Gehänge von St. Christina und Runggaldier eine bemerkenswerte Störung auf. Diese wurden oben beschrieben, und sie zeigen, daß dort, wo die horizontale Verfrachtung der Schubmasse auf eine längere Strecke hin erfolgte, auch die Basalmasse Zermalmungen, Querfaltungen und Brüche sowie Abscherungsgleitungen innerhalb ihrer Masse erlitt. Die höhere Fläche der horizontalen Bewegung, die sich innerhalb der Schubmasse entwickelte, verdankt ihren Ursprung differentialen Widerständen, die während der Schubbewegungen in gewissen Zonen einsetzten, wo die übereinanderliegenden Gesteine von verschiedener Art waren und die einen rascher gefaltet als die anderen oder leichter zerrieben und in Breccie verwandelt wurden. Diese Fläche ist im Pitschberggebiete mit den Horizonten des unteren Muschelkalks, in jenem von Kuka und Aschkler mit dem Mendoladolomit und den Buchensteiner Schichten verbunden und löst sich gegen N in der O-W-Störungsfläche zwischen Seceda-, Pana- und Aschkler-Alpe auf.

Die N-S-Verwerfungen an den unteren Incisles-Hängen.

Die Larschei-Felsen westlich der Ciaulong-Alpe bilden die Wasserscheide zwischen den Bächen der Aschkler Alpe und des Incislestales.

Die jähe Westwand des Rückens, der von Punkt 2099 *m* in SSW-Richtung ausstrahlt, setzt sich aus Buchensteiner Felsen und Augitporphyrit zusammen. Etwa bei der Schichtenlinie 2020 *m* bildet Porphyrit die Basis der Wand. Über demselben liegen 6 *m* von Ober-Buchensteiner Horizonten, welche etwa $2^1/_2$ *m* gutgeschichteter Knollenkalke umfassen, welche wieder von groben Tuff- und Kalkkonglomeraten und einigen feineren Zonen überlagert werden, in der Gesamtmächtigkeit von $3^1/_2$ *m*.

Die Kontaktzone zwischen diesen Gesteinen und dem Porphyrit an der Basis ist ungleichförmig, zeigt Kontaktmetamorphismus und ein unregelmäßiges Kalkband mit dünnen Strähnen porphyritischer Gesteine.

Die Buchensteiner Schichten dieser Schichtenfolge sind stark verbogen und gestört, aber es kann im allgemeinen eine 30° SSO abfallende Flexur festgestellt werden. Die Mandelstein-Lava oberhalb des Porphyrits erreicht eine bedeutende Mächtigkeit und zeigt häufig pfeilerartige Struktur. Sie erscheint in einer Richtung zwischen NNW und SSO bogenförmig gekrümmt.

Weiter nördlich, an den NO-Hängen des Rückens, treten gestörte Wengener Schiefer zutage, welche die sehr tuffartigen Schiefer mit verkohlten Landpflanzenresten und die dunkelblauen, spaltbaren Schiefer voll von *Posidonia Wengensis* und *Avicula globulus* mit glänzend geriffelten Oberflächen enthalten.

Die ganze Nordseite der Melaphyr- und Wengener Felsen wird von einer O-W-Verwerfung gegenüber einer mächtigen Schichtenfolge von Cassianer Mergeln und Kalken im N abgeschnitten, welche *Badiotites Eryx* und eine Anzahl der Stuores-Cassianer Typen enthalten. Diese O-W-Verwerfung bildet eine direkte Linie mit der Verwerfung zwischen Kuka und Pitschberg im N, an welcher die Kukascholle abgesenkt erscheint. Aber die Larscheiverwerfung setzt sich nicht in der Kukaverwerfung fort. Die abgesenkten Cassianer Schichten stehen auch an ihrer Westseite an, gegenüber einer Verwerfung in der Richtung von NNO gegen SSW.

Die ganze Scholle und die NNO-SSW-Verwerfung wird ein wenig tiefer unten durch eine NNW-SSO-Verwerfung geschnitten, die sich in dieser Richtung zur Schwatschalpe fortsetzt, dann in südliche Richtung übergeht und durch die Wengener und Cassianer Schichten mit einer Absenkung gegen O streicht.

Das linke Ufer des Incislesbaches vom Punkt, der in der Karte mit 1823 *m* bezeichnet ist, angefangen bis etwa 100 *m* abwärts eröffnet an der Wegseite ein ausgezeichnetes Profil von den Wengener Horizonten bis zu jenen der untersten Buchensteiner Schichten (S. 115). Die Schichtenfolge fällt unter 25° gegen O. Der Hügel zwischen den Incisles- und Aschkler Bächen besteht aus Moräne und Blockstreu. An seinem Westhange gegen den Aschkler Bach hin stehen Felsen von Augitporphyriten und manchmal lichtgraue Schollen der Ober-Buchensteiner Tuff- und Kalkbreccien an, dann folgen gegen W Buchensteiner Knollenkalke mit Hornsteinen, Augitporphyrit, Mendoladolomit, der seine Basis bei zirka 1740 *m* in der Bachrunse hat. Der Dolomit steigt als ein vorspringender Eckpfeiler rasch zur Höhe von 1800 *m* an. Er streicht westwärts, indem er den Aschkler Bach quert, und zeigt steiles Nordfallen.

Im N dieses Eckpfeilers befindet sich ein guter Aufschluß, an dem man erkennt, daß die dunkeln, gebänderten Schiefer und Kalke der Grenzzone nur in ganz geringer Mächtigkeit zwischen dem unteren Augitporphyrit und dem Mendoladolomit anstehen und der Augitporphyrit als Lagergang in diese eindringt.

Diese Schichtengruppe ist die Fortsetzung des Ostrückens des Pitschberges mit seiner steilen, gegen die Kukadepression nach N abfallenden Flexur. Die Flexur selbst scheint sich an den Westhängen des Aschkler Baches gegen S herumzudrehen und dort die Ost-Inklination der Schubmasse anzunehmen.

Als eine ostwärts gerichtete Flexur bemerkt man sie in den Werfener Schichten westlich des Baches. Diese sind stark zerschnitten und verbogen und zeigen unregelmäßige Fältelung, die rasch ihre Richtung ändert.

Sie liegen auf dem Bellerophonkalk der Schubmasse.

Im O des Tales ist das Streichen, gemessen oberhalb des Zusammenflusses der zwei Bäche von den Aschkler und Cisles-Alpen, N 65° W, das Fallen 25° NNO. Die Werfener Schichten setzen sich weiter südlich gegen Grödental fort. Dort ist im Bachbett nirgends ein Aufschluß, der den wirklichen Zusammenhang der Schichtenfolge auf den beiden Talseiten zeigen würde. Der nächste ist an der eben beschriebenen Stelle, beim Zusammenfluß des Aschkler und Incislesbaches, in der tiefen Schlucht die „Incisles" genannt wird.

An dieser Stelle weist alles auf die tektonische Fortsetzung des Werfener Bandes unmittelbar unterhalb des Pitschberges in dem Bande, das unter der Schwatschalpe durchzieht. Dies Band wäre der Nordflügel der ursprünglichen WNW-OSO-Antikline. Die breite Form der Antikline ist in der Westwand der Schwatschalpe gut aufgeschlossen. Die ganze Schichtenreihe ist als Sattel verbogen und fällt mit geringer Neigung gegen das Grödental. Sie ist offenbar von dem gestörten Mendoladolomit und Augitporphyrit westlich der Incislesschlucht, bei Plesch d'Inaz, tektonisch ganz getrennt.

Im Segment von Plesch d'Inaz kommen zwei N-S-Verwerfungen vor, welche beide durch die Basalmasse und die unterste Scholle der Schubmasse hindurchgehen, aber selbst wieder von der höheren Scholle der Schubmasse geschnitten werden, in welcher die Bellerophonkalke aufgerichtet wurden und auf eine bemerkenswerte Entfernung hin in der Richtung NW—SO anstehen.

Von den Störungen in der Incislesschlucht bis zum vordersten Teil der Stirn der Schubmasse, wo die Werfener Schichten der Sorasaßalpe auf den Felsen des „Gran Roa" ruhen, beträgt die Entfernung etwa 2 *km*, und dieser ganze Teil der Masse wurde von NW-SO-Verwerfungen geschnitten, und die Schollen wurden gegen S und SW zu einer Serie angehäuft, welche von den gegen W gekrümmten Verwerfungen begrenzt wird.

Wenn wir annehmen, daß dort ursprünglich eine aus starker N-S-Pressung entstandene Gruppe von aufgestülpten und nach S überkippten Falten vorhanden war, dann erläutert uns der spätere Querdruck gegen W die schräge Deformation der wichtigsten Falten mit Auswalzung und Zerreissung der Mittelschenkel, und das Vorwärtsgleiten in westlicher Richtung von neuen Schubschollen. Wir erkennen, wie im S ein lokales Hindernis für die westliche Gleitbewegung bestand, welches die Bewegung der Massen dort in der Incislesschlucht-Gegend im Vergleich zu jener an der Sorasaßalpe und Kukaalpe hemmte.

Dieser Umstand der Verzögerung war durch die alten, emporgefalteten Gesteine der WNW-OSO-Antikline gegeben. Es war im N der Antikline, im Incislesgebiete, wo die Schollenbildung in der gleitenden Masse während der Perioden der Querpressung und Überschiebungen von den bedeutendsten Krümmungen nach W begleitet war.

Die schematische Fig. 27 zeigt solche Krümmungen und den größeren horizontalen Vormarsch im Innern der gleitenden Masse gegenüber den gehemmten Randzonen nahe den alten Antiklinen im N und S. Im Pitschberg wurde die gleitende Masse in eine Reihe solcher Schollen zerlegt, jede anders bewegt als die obere und untere, jedoch in derselben allgemeinen Westrichtung, mit Drehungen gegen SW im südlichen Teil.

Nach den Beobachtungen im Incislestal stehen die Felsen der Schwatschalpe in tektonischem Zusammenhang mit jenen am Ost- und Südostgehänge des Pitschberges und bilden einen Teil der Schubmasse, die hier zum Niveau des Grödentales abfällt.

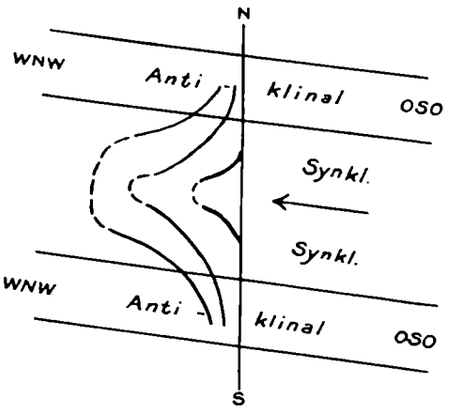


Fig. 27. Gekrümmte Richtungen der neu gebildeten Falten und Verwerfungen während einer Überschiebung gegen W.

Einige Grundzüge der Deformation in der Schubmasse.

(Fig. 28.)

Es wurde bereits der Beweis gegeben, daß die Pitschbergschubmasse sich keineswegs als unzerbrochener Felskörper vorbewegte. Er wurde durch vertikale Verwerfungsflächen in der Richtung von O nach W oder WNW nach OSO zerschnitten. Immer wieder wurden zwischen seinen verschiedenen Gesteinshorizonten untergeordnete Flächen differentialer Abscherung und Faltung festgestellt.

Die Verwerfungsflächen der Pitschbergschubmasse zeigen dieselben Hauptmerkmale wie jene des Kukagebietes. Die Felsen beiderseits wurden an manchen Stellen in eine Breccie verwandelt, besonders dort, wo klastische Sediment-

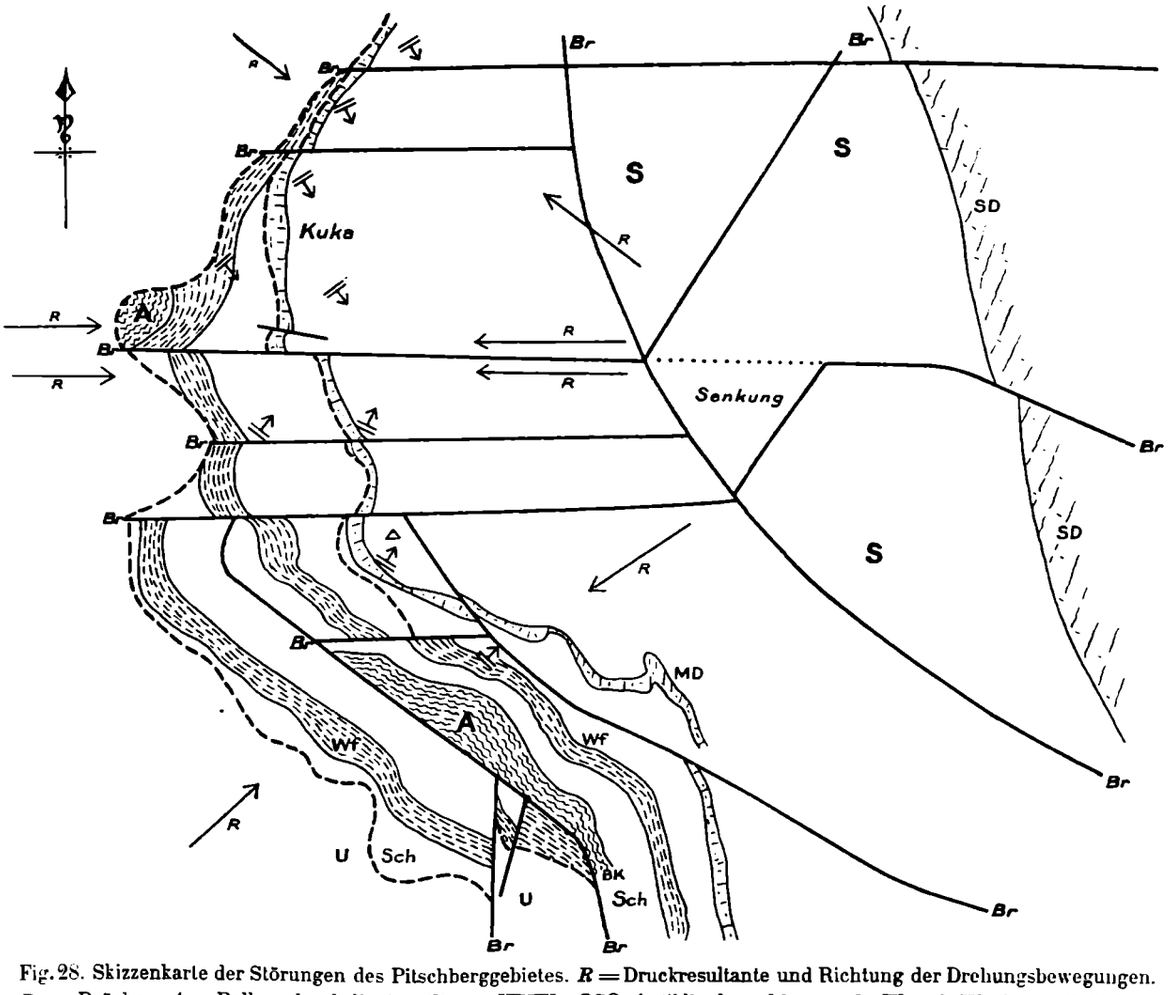


Fig. 28. Skizzenkarte der Störungen des Pitschberggebietes. *R* = Druckresultante und Richtung der Drehungsbewegungen. *Br* = Brüche. *A* = Bellerophonkalk in älteren WNW—OSO Antiklinalen, hier nach W auf Werfener Schichten überschoben. *S* = Synklinale. *Sch* = Schubmasse. *U* = Unterschobene Masse. ➢ = Streichen und Fallen. – – – – = Überschiebungsgrenzen.

gesteine anstehen oder mit Kalk wechsellagern. Die gebänderten Schiefer und Kalke zwischen den Mendola- und Buchensteiner Horizonten wurden häufig stark zerklüftet und als eine senkrecht stehende Schichtengruppe in die Verwerfungszone einbezogen.

Das härtere Gesteinsmaterial wie die Krinoidenkalke und die Konglomerate der Gruppe des unteren Muschelkalks sind gefurcht oder in horizontaler Richtung parallel zur Verwerfungsfläche tief gewellt. Außerdem neigen sich die Schichten gewöhnlich gegen die Verwerfungsfläche und erleiden an der Flexur Scherungsgleitungen, durch welche

verschiedene Horizonte jüngerer Ablagerungen mit älteren Gesteinen in Kontakt kommen, gewöhnlich die gebänderten Schiefer und Buchensteiner Horizonte mit Mendoladolomit. Diese nachgiebigeren Schichten über dem Mendoladolomit zeigen auch an verschiedenen Stellen (z. B. am Ostrücken des Pitschberges) schmale Faltungen, an welchen der Mendoladolomit nicht teilgenommen hat. Dies beweist, daß diese Gruppe im einzelnen leicht beweglich war in bezug auf die darunterliegenden Gesteine von mehr gleichmäßigem Charakter und anderer Elastizität.

Die Gruppe der gemischten Ablagerungen des unteren Muschelkalks, welche die oberen Horizonte der Pflanzenschiefer und zwischengelagerte dolomitische Kalke umfaßt, zeigt ähnliche Neigungen, und während diese zerrieben, zerbrochen oder gefaltet wurden, blieb der starrere Mendoladolomit über ihnen von den Krustenpressungen mehr befreit und bewegte sich einheitlich, mit differentialer Zerschuppung mit und über der darunterliegenden Schichtengruppe vorwärts.

Bei diesen Bewegungen wurde übrigens eine größere oder kleinere Menge des darauf und darunterliegenden Gesteinsmaterials, im Kontakt zur Bewegungsfläche und verschiedenen Serien zugehörig, in Schollen zerlegt und zerschnitten und wurde in die Bewegungszone hineingemischt.

Solche Beispiele sieht man beinahe an jeder Stelle, wo die höhere Schubfläche des Pitschberges zwischen den Horizonten des unteren Muschelkalks und des Mendoladolomits aufgeschlossen erscheint.

In der Westwand steigt diese Schubfläche durch die Schichten in den Mendoladolomit selber hinauf, welcher durch die Fläche in Schollen zerlegt wird, von denen die obere im Verhältnisse zur unteren in eine Überschiebungslage verfrachtet erscheint. An dieser Fläche ist manchmal eine Reibungsbreccie vorhanden, manchmal freilich kaum bemerkbar.

Ebenfalls in der Westwand, ein wenig weiter im N, steigt die untere Schubfläche durch die Schichten an und tritt in den Mendoladolomit ein. Dort ist ihre Fläche steiler als in den Aufschlüssen weiter südlich, wo sie durch die unteren Horizonte hindurchgeht mit einer Neigung von 40—50° gegen O oder OSO. Eine obere Schubscholle von Mendoladolomit wurde hier über eine untere bewegt, aber die Bewegungsfläche ist äußerst unregelmäßig und veränderlich (Taf. XXIII, Prof. 24).

Solche Erscheinungen im Mendoladolomit bilden Beispiele von steil geneigten, übereinanderliegenden Schubschollen innerhalb derselben Schichtengruppe („Schuppenstruktur"). Hier ist es klar, daß sie in Verbindung mit der Bewegung der großen Schubmasse im S entstanden sind.

Bezüglich der unteren Schubfläche kann man ebenfalls bemerken, wie sie im S von Sorasaß aus einer flachen Neigung gegen NO in viel steileres Fallen am Gran Roa übergeht, und eine Neigung von 50—60° O erreicht.

Das rasche Steilerwerden der Schubflächen dieser Westwand ist ein Anzeichen für das Vorhandensein der Stirn der Schubmasse längs dieses Gebietes.

Das Kukapaßgebiet zwischen der Seceda- und Sorasaßwand wurde, wie wir bereits gesehen haben, in Nachfolge zu den Schubbewegungen als eine O-W-Scholle abgesenkt, und der Stirnteil der Fläche mit seinem Ostfallen erlitt infolgedessen eine seitliche Verschiebung gegen W und wurde dort tief erodiert.

Das Zutagetreten des Stirnteiles der Schubfläche kann auf der geologischen Karte verfolgt werden. Vom Gipfelgebiet der Seceda im N folgt er bis zum Oberwinkeltal einer allgemeinen SSW-Richtung, streicht dann südlich zum Gran Roa und Sorasaß; von dort in SO-Richtung nach Plesch d'Inaz, dann südwärts durch das Incislestal zum Grödentale.

Wenn man die Richtung betrachtet, aus welcher der Horizontaldruck gewirkt hat, muß Wert auf die Beobachtung gelegt werden, daß sich die antiklinale Faltform in der Überschiebungsgruppe südlich des Pitschberges östlich durch den Hügel im O der Incislesschlucht fortsetzt. Weiter, daß die Mendola- und Buchensteiner Schollen und Augitporphyrit westlich der Incislesschlucht eine gestörte, unterschobene Gruppe bilden.

Diese Verhältnisse zeigen, daß die Überschiebungsmasse im Zusammenhang mit dem östlichen Gebirg war. Auch hat die O-W-Störung, welche in der Aschkler Alpe die Schubmasse begrenzt, nach O einen weiteren Verlauf und gar keinen nach W. Die übereinanderlagernden Massen des Seceda- und Pitschberggebietes, sowohl die Überschiebungs- wie die unterschobene Masse, wurden am Secedagipfel miteinander steil gegen die NNW-SSO-Verwerfung verbogen, welche durch die Secedascharte im O des Gipfels hindurchgeht (Tafel I, 4). An den Südhängen gegen Grödental beugen sie sich steil gegen die Brüche der Incislesschlucht, die von N gegen S verlaufen. Aus der Tatsache, daß beide Massen östlich dieser Flexuren nirgends in wirklicher Übereinanderlagerung zutage treten, muß vermutet werden, daß die Schichtenbeugungen und Senkungen in irgendeiner Verbindung mit den Schubbewegungen und Anhäufungen der Schichten im W und SW entstanden und als Teil des gleichen Systems von Querfaltung zu betrachten seien, welches in bezug auf den Pitschberg beschrieben wurde.

Östlich dieser Flexuren besteht der wichtigste tektonische Charakterzug in dem Vorhandensein der Staffelserien von NW-SO-Verwerfungen, an welchen die östlichen Schollen sich zur weiten, synklinalen Depression des Gardenazza- und Puezmassivs absenken (S. 185).

Diese beweisen, daß nach den Überschiebungen gewisse Senkungen, Brüche und Flexuren, Knickungen und Verbiegungen in Verbindung mit pressenden Kräften, die in NO-SW-Richtung wirksam waren, entstanden sind. Diese haben oft merkliche Beziehungen zu der Erosionsgestalt des Gebietes. Die beiden Massen (die überschobene und basale) haben zusammen die auffallende Flexur gegen SW von Pitschberg nach Grödental erlitten.

Die übereinanderlagernden Felsmassen des quer gefalteten Systems kommen im Seceda- und Pitschberggebiete in der nordsüdlichen Zone vor, welche im Verhältnisse zur abgesenkten Synkline des Gardenazzadolomitmassivs im O eine Antikline bildet.

Die Emporhebung der permischen Felsen an der Basis der Pitschbergschubmasse und im Oberwinkeltale ist ein klarer Beweis, daß in der Nähe ein Schichtengewölbe vorhanden war. Das Vorkommen der Schubfläche bedeutet deshalb,

daß die Schichtenfolge während des erneuerten Emporhebens, das fast transvers zu den Antiklinalen und Synklinalen der früheren Faltung erfolgte, ihren Zusammenhang als eine Masse nicht bewahren konnte.

Durch die starke Kompression des Gesteinsmaterials zwischen O und W verursachten die neuen Bewegungen eine Umordnung der Gesteinsteilchen längs der N-S-Richtungen und damit eine Verlängerung und einen Stoß nord- und südwärts. Diese subsidiären Seitenkomponenten haben als Wirkung lokale Divergierungen in der Richtung der westlichen Bewegung gegen NW und SW hervorgebracht (Fig. 29*b*).

Die Verwerfungen, welche sich innerhalb der Schubmasse parallel zu den Bewegungsrichtungen oder unter einem Winkel gegen NW oder SW entwickelten, haben den differentialen Kräften in der Masse Auslösung gegeben, insbesondere den starken Reibungswiderständen, wie sie sich an manchen Stellen, wie an alten Faziesgrenzen oder längs steiler Schichtenknickungen zwischen den WNW-OSO-Antiklinalen und Synklinalen ausgebildet hatten. Diese Gebiete des „Mittelstückes" im N und S der Kukasynklinalsenke wurden besonders von O-W-Verwerfungen ganz zerschnitten und weisen in hohem Grade Verbiegungen und Abscherungsgleitungen auf.

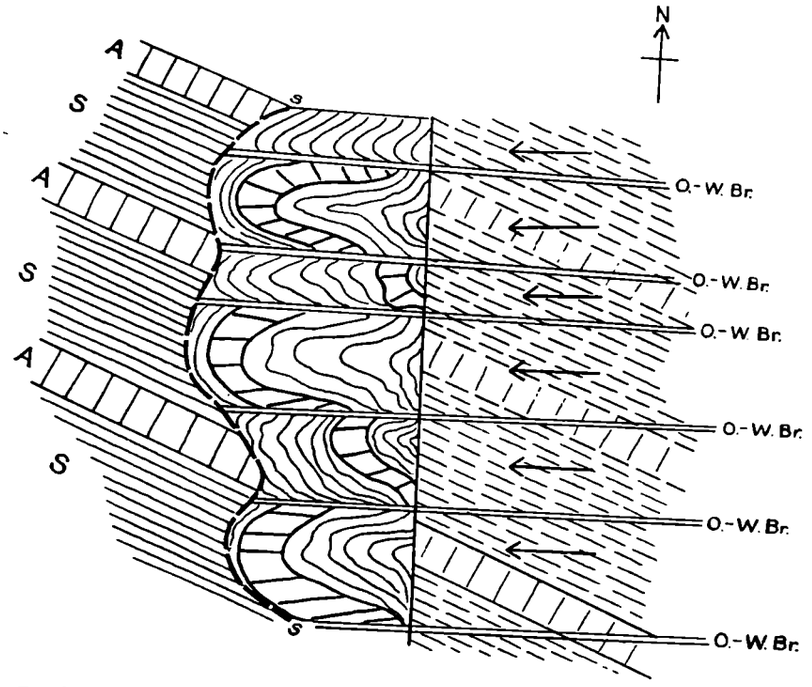


Fig. 29a. Schematischer Grundplan des ursprünglichen WNW—OSO-Streichens und der späteren flachen Überschiebung einer Scholle gegen W. *A* = Antiklinale; *B* = Synklinale; O—W *Br* = Brüche in der Schubmasse. Das ältere WNW—OSO Faltensystem ist durch N—S Störungen gebrochen, und ein östlicher Teil ist nach W auf einer „Basalmasse bis zu S" überschoben.

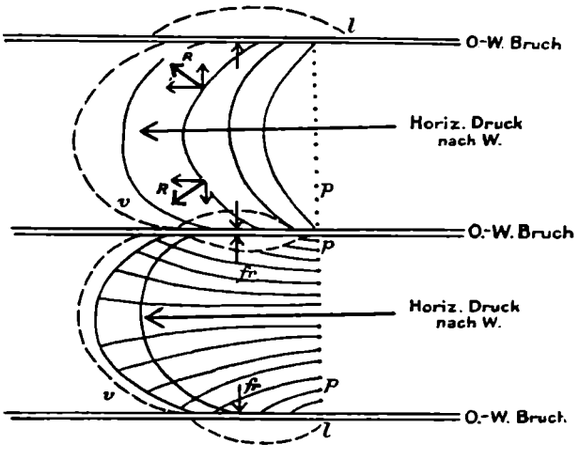


Fig. 29b. Ausbildung der Faltung an der Stirne einer gegen W bewegten Schubmasse (*r* = Vorderrand). *P* = Punkte ursprünglich in einer NS-Reihe, später wegen *fr* (= Reibungswiderständen) in der Nähe der OW-Brüche ungleichmäßig verschoben; *R* = Resultante gegen NW und SW aus lokaler Kombination des W-Druckes und des dagegen wirksamen Reibungswiderstandes; *l* = Seitenzonen, wo Kniebiegungen und lokale Überkippungen gegen N und S leicht stattfinden.

Aus obigen Beschreibungen geht hervor, daß während des westlichen Schubs, irgend eine Schichtenscholle zwischen zwei deutlich begrenzten O-W-Verwerfungen die Tendenz zur Bildung enger Faltungen aufweist, tangential zu den Verwerfungswänden und in einer Kurve gegen Westen (Fig. 29b, obere Partie).

Es ergab sich nahe den Verwerfungsflächen eine Verzögerung infolge der größeren Reibungswiderstände dort, wo die gegenüberliegenden Wände aneinandergepreßt wurden. Diese sind in Figur 29b durch die nördlich und südlich wirksamen Zusammenpressungen dargestellt.

Diese Reibungswiderstände waren in der Nähe der O-W-Verwerfungswände und an der Basis der Schubmasse am größten, geringer im Kern einer Scholle.

Der Unterschied im Reibungswiderstand verursachte einen Unterschied in der resultierenden Pressung sowohl nach der Richtung wie in der tatsächlichen Wirkung.

Dies an sich war ein genügender Grund für torsionale Deformationen der Schichten in jeder Scholle.

Das Südgehänge der Schwatschalpe.

Die tektonische Beziehung der Schwatschalpe zum Incisles- und Aschkler Almgebiete wurde bezüglich der verschiedenen Horizonte auf S. 188 behandelt. Der interessanteste Teil der Alpe ist ihr Südgehänge, das den Hauptweg längs des Grödentals begrenzt.

Das Steinbruchprofil an der Seite der Eisenbahn, wo die Buchensteiner Schichten gut aufgeschlossen sind, wurde bereits beschrieben (S. 66—67). Es befindet sich unmittelbar westlich der N-S-Verwerfung von Pozza und Pigon.

Der Mendoladolomit streicht N 60° W und fällt 37° NNO, aber oberhalb der ersten flachen Scherfläche, in der gutgeschichteten Gruppe der blaugrauen, bituminösen Kalke und mergeligen Kalke, unter den Buchensteiner Serien ist das Streichen N 40° W, das Fallen 54° NO.

Die Cleavageflächen in den Kalken besitzen die gleiche Streichrichtung, und sie haben hier einen flacheren Fallwinkel als die Schichtflächen, nämlich 35—40° NO.

Die nächste, höhere Gruppe von schwarzen Schiefern mit Eisenerzausscheidungen und gebänderten Kalken, welche zu den Buchensteiner Schichten gehört, ist in Reihen von Faltungen zusammengedrängt und weist sowohl an den Schichten- wie an den Cleavageflächen, welche die Faltungen schneiden, gebogene und geglättete Oberseiten auf.

Es wurde also dieser Horizont im Vergleiche zur Kalkgruppe zwischen ihm und dem Mendoladolomit anders bewegt.

Die Mächtigkeit, vom Dolomit angefangen bis zur gefalteten Schichtengruppe hinauf, beträgt etwa 17 bis 18 *m*.

Die nächsten Serien der Buchensteiner Knollenkalke mit Hornsteinkonkretionen und gelegentlichen Zwischenlagen grüner Tuffe wurden als zusammenhängende Masse bewegt, aber am oberen Rande sind neuerdings zwischen dieser Gruppe und dem Augitporphyrit mit massiger Entwicklung von 30 *m* Mächtigkeit Teilbewegungsflächen vorhanden. Gestriemte und hochpolierte Oberflächen können häufig beobachtet werden.

Diese Beobachtungen sollen das Wirken starker, horizontaler Kräfte innerhalb der Felsmassen beweisen.

Nach der Meinung der Verfasserin bestätigen sie den Schluß, der aus den Erscheinungen in der Incisleschlucht gezogen wurde, daß nämlich die Felsen der Schwatschalpe ursprünglich in Zusammenhang mit den Überschiebungsschollen des Pitschberges waren und an der Westbewegung teilnahmen. Dieser Schluß wird noch weiter gestärkt, wenn man sie mit dem Vorkommen von Buchensteiner und Eruptivfelsen im Grödenbach unterhalb Pigon vergleicht (S. 48). Letztere gehören sicher zu der Basalmasse.

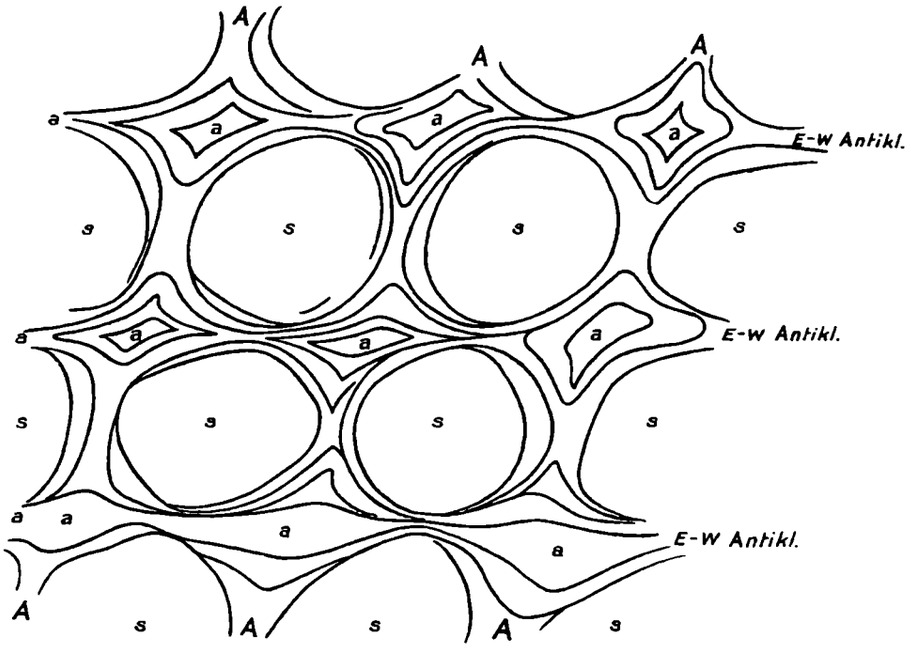


Fig. 30. Schematischer Grundplan eines Faltungssystems, wobei eine ältere Faltung durch NNO—SSW-Faltung deformiert erscheint (Brüche weggelassen). A = Antikline, s = Synkline. Die Kurvenlinien bedeuten das Streichen der Schichtgruppen; die älteren Gruppen bilden die Kerne innerhalb der Antiklinaldome (a) und die jüngeren sind um und innerhalb der Synklinalbecken (s) eingereiht.

Die ganzen Serien der Knollenkalke im Aufschluß der Schwatschalpe wurden gemeinsam mit den darüberliegenden Ober-Buchensteiner Tuffen und Laven und Wengener Schichten östlich einer N-S-Verwerfung bei Tubla abgesenkt.

Die höchsten Laven und fossilführenden Wengener Schichten im O wurden an die Seite der Ober-Buchensteiner Schichten und des unteren Augitporphyrits im W gestoßen.

Ein niedriger Rücken setzt sich gegen O fort, an welchem die aufgeschlossenen Schichten von unten nach aufwärts folgende sind:

a) Feldspatreicher Augitporphyrit; *b)* Ober-Buchensteiner Zone von Tuffen, Tuff- und Kalkkonglomeraten, Knollenkalke; *c)* Mandelsteinlaven in zwei Ergüssen, und zwischen diesen Pflanzen und *Daonella Lommeli* führende Tuffe des Wengener-Alters; *d)* die Hauptgruppe der Wengener Porphyrittuffe und Schiefer. Die Schichtenfolge ist von einer Reihe nordsüdlicher Brüche zerschnitten. Von W nach O sind es folgende Verwerfungen: 1. eine N-S-Verwerfung mit Absenkung im O; 2. eine N-S-Verwerfung mit Absenkung im O; 3. eine NO-SW-Verwerfung mit Absenkung im O; 4. eine N-S-Verwerfung mit Absenkung im W.

Diese Reihen von N-S-Verwerfungen hatten die Gesamtwirkung einer Absenkung im O, welche jener der Verwerfungsreihen, die im Schlerndolomit der Fermeda- und Sass-Rigaisgruppe gezeigt wurden, ähnlich ist.

Das tektonische Verhältnis ist also für das Gebiet dahin festgestellt, daß in den Schichten hinter der vorgerückten Schubmasse sich eine Reihe von gestaffelten Verwerfungen in der Richtung von N nach S und NNW nach SSO entwickelte

und, wenn sie auch im Verlaufe der Bewegung lokal abgelenkt wurden, war die Gesamtwirkung der Verwerfungen doch eine solche, daß sie die Schichten im O senkten und dort die muldenförmige Depression begrenzten, in welcher der Schlerndolomit und jüngere Schichten erhalten blieben.

Fig. 30 stellt einen schematischen Grundplan von Faltenbogen nach einer Querpressung dar, angenommen daß die Querfaltungen sich in Wirklichkeit regelmäßig und kontinuierend bilden konnten (alle Störungen sind weggelassen).

Die Untersuchung von Pitschberg und Aschkler Alpe aber zeigt ein Gebiet, wo die Querpressung durch allerlei lokale Schwächen und Hindernisse in den schon gefalteten und gebrochenen Schichten modifiziert wurde und nicht imstande war, neue Falten in langen, fortlaufenden Linien zu bilden. Anstatt eine geradlinige (NNO—SSW oder N—S) Antikline im W und eine parallele Synkline im O zu bilden, haben hier die O—W wirkenden Kräfte ihre Auslösung gewonnen durch die Anhäufung von engen Auffaltungen und flachen Schubschollen gegen W und Einbrüche und staffelförmige Senkungen gleich östlich davon.

Der Grödenpaß.

Das Westgehänge oder das Gebiet von „Plan".

Im O der Kirche St. Maria in Wolkenstein befinden sich auf der Grödenpaßseite gute Aufschlüsse. Die folgenden Schichten sind unmittelbar hinter dem Jagdschlosse zu sehen:

a) dunkelblaue, gebänderte Kalke, welche N 55° W streichen und unter 40° gegen NNO einfallen; *b)* blaßgraue Knollenkalke mit Hornsteinen; *c)* grobe Konglomerate und feinere Breccien aus Tuff und Kalk, wechselnd mit grünlichen Tuffen; *d)* dunkelblauer, bituminöser Kalk mit muscheligem Bruch, welcher in seinen höheren Horizonten von einem schmalen Lagergang eines dichtkörnigen Augitporphyrits mit großen, wohlausgebildeten Augitkrystallen durchsetzt ist; *e)* Knollenkalk zwischengelagert mit grünem Tuff, in welchen der porphyritische Lagergang ebenfalls eintritt. In dem Lagergang und in den sedimentären Schichten ist Pressungscleavage mit geringer Unterbrechung entwickelt. In den Knollenkalken wird das Fallen steiler.

Das Profil endet plötzlich an einer unregelmäßigen Böschung und in der Vertiefung im N wittern in Rinnsalen und gelegentlichen kleinen Aufschlüssen Wengener Schiefer und Tuffe aus. Das Profil stellt eine unvollständige Gruppe der Buchensteiner Schichten vor, die bemerkenswert gestört ist und ungleichmäßig einfällt.

Wenn man dem Schichtenstreichen gegen OSO folgt, findet man, daß der Hornsteinknollenkalk etwas weiter östlich gleichförmig von Tuffkonglomeraten und Mandelsteinmelaphyr überlagert wird. Die Mächtigkeit der Lava wächst gegen O. Die Wengener Schichten stehen an ihrer Nordseite noch an, aber erst in ziemlicher Entfernung wird der tatsächliche Kontakt im S einer tiefen Runse sichtbar. Die Kontaktfläche streicht WNW—OSO, fällt etwa 60° NNO und ist eine Verwerfungsfläche.

Der Melaphyr ist stark zerquetscht und zertrümmert, von feinen Scherungs- und Cleavageflächen geschnitten, manchmal zu tuffiger Beschaffenheit mylonitisiert. Geglättete und polierte Oberflächen sind nach verschiedenen Richtungen im zerschnittenen Porphyrit und im Knollenkalk vorhanden, der mit jenem zerdrückt ist. Diese Gesteine sind ebenfalls parallel zur Störungsfläche horizontal gefurcht und geglättet. Im unteren Teile des Rückens, wo diese Verwerfungsfläche aufgeschlossen erscheint, sind die Wengener Schichten in ursprünglicher Lagerung erhalten geblieben und fallen von der Verwerfung weg nach NNO und unter kleinerem Winkel.

Hier hat die Störung den Charakter einer geneigten, nordwärts fallenden Verwerfung. Weiter im O wird die Fläche in den Buchensteiner Schichten steiler und die Zusammenpressung größer.

Die Wengener Schichten bilden im N der Verwerfung einen weiten Aufschluß und werden auf einer Terrasse unterhalb des Schlerndolomits der Rothspitzen gleichförmig von Cassianer Schichten überlagert.

Diese fallen auf der Terrasse flach auswärts und sind zwischen dieser und der WNW-OSO-Verwerfung fein gefaltet.

Weiter östlich gegen Dunter Ceppies wird diese Verwerfung von zwei kleinen anderen, sich kreuzenden Verwerfungen geschnitten, die in den Richtungen NNO—SSW und NNW—SSO verlaufen und die Schollen ein wenig verschoben haben. Die Verwerfung ändert, wenn man ihr ostwärts folgt, ihre Richtung in eine ostwestliche und ist gegen S statt gegen N geneigt. Die Ober-Buchensteiner Tuffkonglomerate und Mandelsteinlaven nächst der Verwerfungsfläche fallen an der Fläche ebenfalls gegen S und bilden eine scharfe Kniebiegung, in welcher die Gesteine stark zerschnitten und lokal auf die Wengener Schichten im N überschoben sind. Wir sehen ganz klar, daß die Drehung im Streichen der Schichten und der Wechsel im Fallen zu dem gleichen System nordsüdlicher Schichtenpressungen in Beziehung stehen, obgleich an einer Stelle in der Südscholle ältere Schichten auf die Wengener Schichten im N überschoben wurden, an einer andern im Verhältnisse zu diesen nur einfach gehoben. Die Verwerfung wird mit dem Namen „Dunter Ceppies" bezeichnet werden.

Diese Verwerfung begrenzt im N die Hauptmasse der unteren und mittleren Trias, welche den Grödenpaß bildet. Sehr gute Aufschlüsse von fossilführendem Bellerophonkalk befinden sich in der Nähe von Plan[1] (1606 *m*) und den Bach aufwärts bis zu einem hohen Wasserfall bei zirka 1740 *m* Kotenlinie (etwas höher als in der geologischen Karte eingetragen wurde).

[1] Aut., „Torsion-Structure", Qu. J. G. S. 1899, S. 567.

Das Vorkommen von Bellerophonkalk am Grödenpaß war Mojsisovics nicht bekannt, aber es hat eine wichtige tektonische Bedeutung für die Annahme einer Schubmasse im Gebiete von Ober-Gröden seitens der Verfasserin. Der Bellerophonkalk ist in hohem Grade zerquetscht, und das Fallen ändert sich häufig, nichtsdestoweniger kann man dort ein allgemeines Streichen und starke Cleavage von NNW gegen SSO und östliches Fallen bemerken. Die Werfener Schichten an der Nordseite haben ein allgemeines WNW-OSO-Streichen und NNO-Einfallen, aber sie sind fein quergefaltet in der Richtung von NNO gegen SSW oder fast nordsüdlich. Die sich kreuzenden Verwerfungen betonen die Querfaltungen.

Die Werfener Schichten im S des Bellerophonkalks sind viel mehr gestört als jene im N. Ganz nahe am Bellerophonkalk biegen sie steil gegen S ab und werden von einer Verwerfung N 80° O geschnitten (leider in der Karte irrtümlicherweise weggelassen), welche nahe dem Tale gegen W scharf in eine gestörte Zone von Seiser Kalken umbiegt, die von NO nach SW streichen und steil gegen SW aufgerichtet sind. Südlich der Verwerfung bilden die Werfener Schichten eine unregelmäßig gefaltete und verbogene Gruppe. Der Hauptsache nach kann man zwei Hauptfaltungen unterscheiden.

Die erste, nahe der Verwerfung, ist in einem weiten Bogen von ostwestlichem Streichen angeordnet, weist im allgemeinen ein Fallen von 35° gegen N auf, an den südfallenden Hängen ein solches von 50—60° gegen S. In dieser Faltung kommen manche geringere Brüche, Scherflächen und schmale Falten vor. Die andere ist hauptsächlich im unteren Muschelkalk und Mendoladolomit entwickelt mit Streichen N 75—80° O und steilem Fallen nach beiden Seiten. Die Gesteine unterhalb des Dolomits sind stark gefaltet; der Mendoladolomit selbst fällt an der Südseite steiler als an der Nordseite und bildet dort die wichtige Pitz Culatschflexur.[1] Der Mendoladolomit liegt nicht überall gleichförmig auf dem unteren Muschelkalk. An seiner Basis kommen gelegentlich unregelmäßige Linsen aus Horizonten des unteren Muschelkalks vor, welche von den Schichten, zu denen sie gehören, abgetrennt wurden.

Obgleich dort außer in der Secedawestwand kein fortlaufender Aufschluß vorhanden ist, bedeutet dies, daß die Horizonte an der Grenze zwischen Mendoladolomit und unterem Muschelkalk der Schauplatz von horizontalen Differentialbewegungen waren, ähnlich jenen, welche in der Pitschberg- und Secedaschubmasse beobachtet wurden.

In die Karte wurde keine Schubfläche eingetragen, da der Boden dort meist von Gras bedeckt ist und keine vorgezeigt werden konnte, doch Anzeichen für ihr Vorhandensein finden sich in einer schönen Anzahl kleiner Aufschlüsse.

Der Mendoladolomit der Pitzculatschflexur bietet einige feine Beispiele für gekrümmte und gedrehte Flächen sowohl unter den Schichten- wie unter den Cleavageflächen, und zwar gegen den Ciavazesbach-Einschnitt in der Höhe von etwa 1740 *m*, dort wo die südfallende Flexur aufgeschlossen erscheint. Sie ist kniefömig gebogen, mit der konvexen Seite gegen SSO, und streicht N 65° O. Im Hohlraum der Kniebeuge, an der SSO-Vorderseite, steht zerquetschter, mylonitisierter Fels an, der zu den dunkeln, gebänderten Schiefern und Knollenkalken gehört. Der Mendoladolomit ist geschliffen, am Kontakt verändert, die Harnische sind hauptsächlich horizontal, parallel mit dem Streichen der Flexur.

Südlich der Zermalmungszone treffen wir stark geklüftete Knollenkalke, die von Scherungsflächen zerschnitten und zu einer sehr dünnen, geschieferten Gruppe reduziert wurden. Diese werden in gewisser Mächtigkeit von Tuffkonglomeraten und dunklen, Hornstein führenden Kalken überlagert, auf denen Augitporphyrit liegt.

Diese Schichtengruppe hat den Anschein einer stark zusammengedrückten Zone von Buchensteiner Schichten im Mittelstück einer Flexur, welche später Verbiegungen erlitten hat. Wenn man sie in der Richtung gegen ONO verfolgt, sieht man, wie sie sich um die polierten und veränderten Oberflächen des Mendoladolomits gegen ein Streichen N 35° O herumbiegen. In den höheren Niveaus gegen O haben sich Wirkungen von Schergleitungen entwickelt. Die verschiedenen Schichten wurden in wenig mächtigen Gruppen in eine beinahe horizontale Lage über dem Mendoladolomit gebracht, so daß eine ungleichförmige Überlagerung entstand. Dies wird am deutlichsten dort, wo die Flexur ziemlich scharf aus der WSW-ONO-Richtung sich in die Richtung SW—NO dreht. Die Schichten, welche auf den Mendoladolomit geschleppt wurden, schwellen an manchen Stellen an, an andern werden sie schmächtiger oder verschwinden.

Sicherlich hat diese Flexur gemeinsam mit den Schollen zu beiden Seiten drehende (torsionale) Bewegungen erlitten, und an den Hauptflächen, wo Gesteine von verschiedenen Widerständen in Kontakt waren, traten lokale Verschiebungen ein.

Im S dieser Störungszone stehen eruptive Breccien und Kalke von Ober-Buchensteiner Alter an, welche von einer vertikalen Verwerfung geschnitten werden, welche die Mandelsteinlaven und schwarzen Tuffe und Schiefer (mit *Daonella Lommeli*) im S absenkt. Das Streichen der abgesenkten Wengener Schichten ist ostwestlich, das Fallen 20—25° gegen S.

Die Gesteine an der Südseite des Grödenpasses weisen also deutliche Pressungs-Erscheinungen auf. Steil aufgerichtete Schichten, sich kreuzende Cleavageflächen, Faltungen, welche auf kurze Strecken auftauchen und verschwinden, vertikale Risse und Zonen verbogener und zertrümmerter Gesteine; all diese und andere Merkmale sind vorhanden, welche in den Dolomiten charakteristisch für Schichten sind, welche in hohem Maße drehenden Verschiebungen unterworfen waren.

Dennoch blieb die allgemeine Form einer WNW-OSO-Antikline in den Schichten, welche den Paß zusammensetzen, erhalten. Diese ist durch die Dunter-Ceppies-Verwerfung im N und die Pitz Culatschflexur im S von den Cassianer und Wengener Schichten der Synklinalen getrennt.

[1] Auf: „Torsion structure", l. c., S. 567.

Dieser kurzen Beschreibung der Westhänge des Grödenpasses oberhalb Plan müßte noch hinzugefügt werden, daß alle Beobachtungen gemacht wurden, ehe die neuen Straßen gebaut waren. Die breiten Automobilstraßen, welche gegenwärtig zum Gröden- und Sellajoch hinaufführen, eröffneten im Gebiete des Grödenjochs eine große Zahl neuer Aufschlüsse, welche bei einer Prüfung unzweifelhaft neues und wertvolles Material beisteuern würden. Die früheren Aufschlüsse waren außerordentlich gering.

Die Südseite des Grödentales.

(Fig. 31—32, Profil 4 und 5.)

Die Sorafreina Alpe.

Die Antiklinalform von WNW-OSO-Streichen, welche am Grödenpaß stark zusammengedrückt erscheint, tritt westlich des Ciavatzesbaches breiter zutage und kann im Gehänge der Sorafreinaalpe gegen die Westseite von Plan und die Piciuleialpe südlich von Wolkenstein abgegrenzt werden.

Die Achse der Antiklinale befindet sich beinahe gegenüber von Plan, an der Westseite des Baches. Das Nordfallen ist ziemlich sanft, in den Werfener Schichten nahe Freina 20° NO. Das Südfallen ist zunächst gering wird dann nach S rasch steiler, gegen die scharfe Flexur, welche auf dieser Seite der Pitzculatschflexur entspricht.

Die Aufschlüsse werden hier von Schutt aus der darüberliegenden Terrasse unterbrochen.

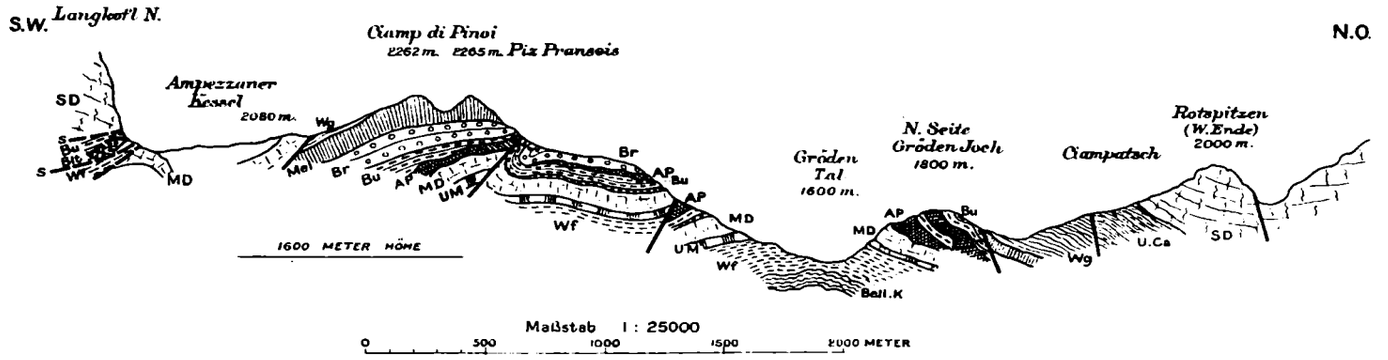


Fig. 31. Profil 4. Grödener Joch—Langkofel.

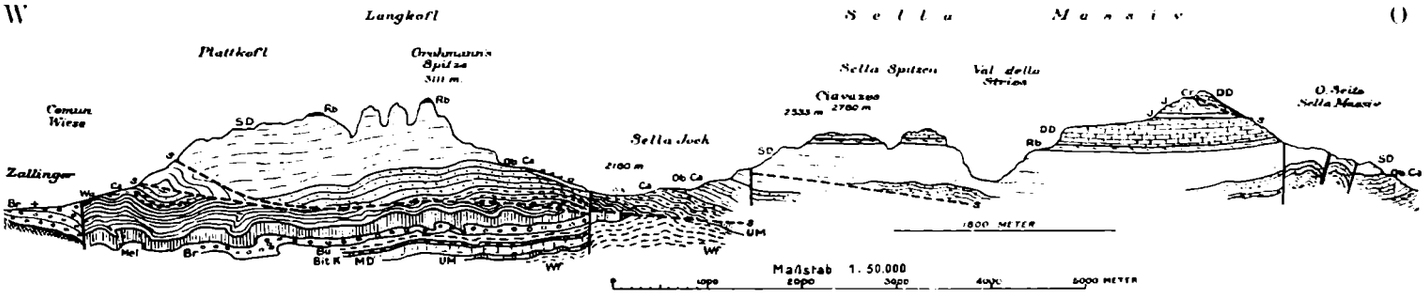


Fig. 32. Profil 5. O-W-Profil durch Langkofel- und Sellamassiv.

Bell K = Bellerophonkalk; *Wf* = Werfener Schichten; *UM* = Alp. Unterer Muschelkalk, *MD* = Mendoladolomit (Alp. Oberer Muschelkalk); *Bit* = bituminöse obere Muschelkalkgrenzzone; *Bu* = Buchensteiner Schichten; *Ap* = Augitporphyrit (Andesit); *Br* = Tuffbreccien und Palagonittuffe; *Mel* = Melaphyre (Mandelsteinandesitlava); *Wg* = Wengener Schichten; *Ca* = Untere Cassianer Schichten; *Ob Ca* = Obere Cassianer Schichten; *SD* = Schlerndolomit; *Rb* = Raibler Schichten; *DD* = Dachsteindolomit; *J* = Jurassische Schichten; *Cr* = Kreideschichten.

Die Tuei Hütten in 2021 *m* Höhe bilden einen guten Ausgangspunkt für die Untersuchung des hohen Hanges der Pranseisalpe (zuweilen Gänsalpe genannt) unterhalb des Piz Pranseis. Es ist jenes Gebiet, zu welchem sich in der begleitenden geologischen Karte eine lange Zunge von Mendoladolomit westwärts erstreckt. In Wirklichkeit ist die Darstellung in der Karte viel zu einfach. Der Dolomit wird von geschichteten Kalken mit Resten von Echinodermen und Diploporen und den gebänderten, bituminösen Schiefern der Grenzzone überlagert, diese wieder von Buchensteiner Knollenkalken.

Schmale Lagergänge dringen in die Lagen der verschiedenen Horizonte ein. Die ganze Schichtengruppe wurde in eine Reihe flacher Falten gelegt, von denen zwei sehr schön entwickelt sind. Diese wurden gegen NNO überkippt und in der Mitte von südfallenden Verwerfungen geschnitten. Die Kalke der oberen Scholle wurden in Überschiebungslage auf angrenzende Gesteine verfrachtet. Über diesen stehen Tuffbreccien in bedeutender Mächtigkeit an und schließen lange Streifen geschichteter Kalke ein. In einem dieser Streifen fand die Verfasserin *Diplopora annulata*.

Das allgemeine Fallen ist südwärts, und eine ganz kurze Strecke gegen S zu biegt diese gestörte Schichtengruppe als steile Südflexur niederwärts und wird mit Absenkung im S von einer O-W-Verwerfung abgeschnitten.

An der Westseite oberhalb der Tuei-Hütten liegt die Gruppe der Kalke in Überschiebungslage auf den Buchensteiner Schichten und den Lagergängen aus Augitporphyrit. Die Schichten unterhalb umfassen die ganze gleichförmige Schichtenfolge des alpinen oberen Muschelkalks, Mendoladolomits, unteren Muschelkalks und der Werfener Schichten.

Westlich der Pranseisalpe und der Tueifelsen wird die ganze Gesteinsmasse von einer N-S-Verwerfung geschnitten, und es streichen die Schichten der westlichen Scholle nahe der Verwerfung nordwest-südöstlich, welches Streichen sich weiter westlich in WNW—OSO dreht.

Am Piz Pranseis, wo ein mächtiger Gang von Augitporphyrit ansteht und Lagergänge in die Buchensteiner Horizonte eintreten, kann die N-S-Verwerfung nicht deutlich verfolgt werden. Die Buchensteiner Kalke und die darunterliegenden Schiefer und Diploporen- und Echinodermenkalke sind in mehrere schmale N-S-Falten und im W in eine flach überkippte Falte gelegt.

Die Westscholle enthält den mächtigen Oberflächenerguß von Melaphyr, welcher die hohe Ciamp-de-Pinoi-Alpe bildet. An seiner Basis stehen in veränderlicher Mächtigkeit Tuffkonglomerate an. Diese liegen auf plattigem, blaßgelbem oder cremefarbenem, brüchigem Kalk, zwischenlagernd mit blaßgrauem Knollenkalk, welcher viele gelbe Hornsteine enthält. Diese Lagen wittern in großen Platten aus. Unter diesen liegt eine Gruppe gebänderter und knolliger Kalke mit unregelmäßiger Zwischenlagerung grüner Tuffe, die gegen unten in feine Breccien übergehen. Diese bestehen hauptsächlich aus in Tuff eingebetteten Kalkstückchen und stammen aus den kieseligen Kalken, welche Krinoidenreste enthalten. Andere Einschlüsse bestehen aus zersetzten Bruchstücken von Augitporphyrit und aus Stücken dunkler, bituminöser Kalke. Die Breccien sind stark von Kalzitadern durchsetzt.

Sie ruhen auf der Hauptmächtigkeit der groben Konglomerate und eingebetteten Tuffe und Kalke, welche die Felswand gegen N unterhalb der Ciamp-de-Pinoi-Terrasse bilden. Die Tuffkonglomerate liegen zuweilen auf einem Lagergang von Augitporphyrit, zuweilen auf einer unebenen Oberfläche der unteren Gruppe der Buchensteiner Knollenkalke.

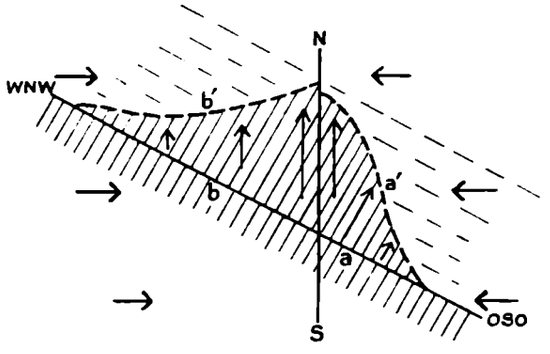


Fig. 33a. Wirkung von OW Druck auf eine ältere Verwerfung (in WNW-OSO-Streichen) und die anliegenden Schollen. Engerpressung zwischen O—W, Krümmung gegen N mit Überschiebung der Scholle gegen N. Die Punkte *a* und *b* sind so nach *a'* und *b'* verschoben worden.

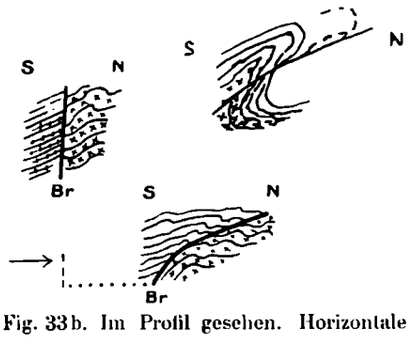


Fig. 33b. Im Profil gesehen. Horizontale Verschiebung gegen N, entstanden durch Überkippung und Nordbewegung eines älteren Bruches und der anliegenden Schollen oder durch Überkippung einer Falte in Form einer zerbrochenen Knieflexur.

Die ganze Schichtenfolge in Ciamp de Pinoi, welche sich so reichlich aus eruptivem Material zusammensetzt, weist Merkmale nachträglicher Zermalmung und horizontaler Scherung auf. Die Schichtenflächen der Breccien, Tuffe und Kalke sind geglättet, poliert, gefurcht, Kalzit ist an manchen Flächen ausgeschieden und zeigt Harnische.

Senkrechte Klüfte durchsetzen die Felsen und Schieferung kann häufig beobachtet werden. Die Richtung der vertikalen Klüftung ist meist N 30° O, aber N 35° W kommt ebenso oft vor. Das allgemeine Schichtenstreichen beträgt N 65° O, das Einfallen 30° NNW.

Zwischen Ciamp de Pinoi und Sorafreina befindet sich eine stark zerquetschte O-W-, bzw. WNW-OSO-Scholle, welche sich hauptsächlich aus abgesenkten Tuffbreccien und Augitporphyrit zusammensetzt. Die Gesteine sind an der Verwerfungszone senkrecht geklüftet und stark verändert. Die Schichten im S der Verwerfung wurden nordwärts in eine Überschiebungslage oberhalb der südfallenden Schichten der schmalen O-W-Scholle vorgestoßen. Bei dieser Bewegung wurde die Verwerfung auch verschoben und diente als steil geneigte Verwerfungsfläche, welche südwärts unter einem veränderlichen Winkel von etwa 50° zu 70° einfällt (Prof. 4).

Die nördliche Scholle von Sorafreina und Sora Piciulei ist von der Mittelscholle durch eine O-W-Verwerfung abgetrennt. Diese Verwerfung durchschneidet eine nordwärts gerichtete Knieflexur. Die Verwerfung ist im Westteile fast vertikal, doch neigt sie sich mehr und mehr gegen S im östlichen Teil. In der Ostscholle verläuft diese Verwerfung NW—SO. Die stratigraphischen Verhältnisse ändern sich wenig. Die bituminösen Schiefer und Buchensteiner Schichten zusammen mit den Horizonten des Mendola- und unteren Muschelkalks der Sorafreinascholle sind an der Verwerfung gegen S abgesenkt.

Die O-W-Verwerfungen zeigen also veränderliche Inklination gegen S und SW und bilden eine Staffelreihe mit Hebungen im S und Schub nach N und NO. Diese gleichen Reihen setzen sich im Ostgehänge der Alpe fort, aber der Ausstrich der geneigten Verwerfungsflächen verläuft infolge einer Drehung hier von NNW nach SSO. Sie weisen also auf starke N-S-Pressung und spätere Querdeformation hin.

Wenn wir die Sorafreina- oder nördliche Störungsfläche hier als einen Bewegungstypus annehmen, möge sie als Diagramm (Fig. 33 *a*) dargestellt sein. Zwei angrenzende Schollen entlang eines WNW-OSO-Bruches sind dargestellt. Infolge starker NS-Pressung wurde schon die S-Scholle relativ gehoben und gegen die N-Scholle steil aufgeschoben. Unter später hinzukommender querwirkender Zusammenpressung tritt eine Verschmälerung der Schichtenzone zwischen O und W und eine Tendenz zu Querfaltung ein.

Da nun hier das Fallen der älteren, steil geneigten Verwerfung südlich war, wo diese in eine Quersynklinale eingefaltet wurde, kam eine laterale Verschiebung der Verwerfung nach N zustande. Nach den Beobachtungen zu beurteilen, gab diese Bewegung gewöhnlich zu differentialen Verschuppungen zwischen den schon getrennten Schollen teilweise im Sinne der lateralen Verschiebung, teilweise in dem der neuen Faltung Anlaß. Das Diagramm zeigt beispielsweise eine flache Schuppung der Schichten der S-Scholle gegen N über die N-Scholle. Die resultierende Deformation kombiniert also vertikale und horizontale Verstellungen der Schollen.

Die tektonischen Verhältnisse der Ciamp-de-Pinoi- und Sorafreina-Alpen sind jenen des Grödenjochs gleich östlich davon deutlich verwandt. In der Gegend von Plan am Westhang des Grödenjochs ist die ursprüngliche WNW-OSO-Antiklinalfalte von einer NNO-SSW-Antikline überquert worden, und eine domale Aufstülpung der Schichten hat sich gebildet. Die Verschiebungen gegen N entsprechen einer Abbiegung der Schollen gegen eine Quersynkline westlich des Doms. Diese Synkline überkreuzt die Sankt-Christina-Wiesen westlich vom Ampezzantal.

Die Christina-Bergwiesen.

Die Westseite der Bergwiesen von Sorafreina und Ciamp de Pinoi bildet einen steilen Felsrücken, welcher von der Südseite des Grödentales ohne Unterbrechung zur Basis des Langkofels ansteigt. An dessen Westseite befindet sich eine mächtige, an den unteren Hängen des westlichen Rückens stark mit Wald bewachsene Moränendecke, die sich jedoch im W des Ampezzan(Lampicaner)baches als weites begrastes Hügelland erhebt, das wegen seiner Zugehörigkeit zum Dorfe St. Christina „die Sankt-Christina-Wiesen" genannt wird (vgl. Taf. XXIII, Prof. 24).

Die einzigen Aufschlüsse an den unteren Hängen wurden im Grödenbach-Einschnitt nördlich der „Fischburg" (siehe S. 48) und im Ampezzan- und andern Bächen südlich des Grödentales gefunden. Gegenüber dem Gasthause Dosses hat der Ampezzanbach in Buchensteiner Schichten und Augitporphyrit eine enge Schlucht eingeschnitten. Die Buchensteiner Schichten sind gut entwickelt in einer mächtigen Schichtenfolge von Knollenkalken, darüber lagernden tuffigen Kalken, gemischten Breccien, hoch konkretionären Kalken, grünen, glänzenden Schiefern und plattigen, gelb verwitternden sandigen Kalken, die wieder in die Tuffkonglomerate, Tuffe und Knollenkalke der Ober-Buchensteiner Horizonte übergehen. Unterhalb der ganzen Schichtenfolge steht Augitporphyrit an, welcher die untersten Horizonte ungleichförmig durchsetzt und gegen O in der Mitte der Knollenkalke erscheint; oberhalb der Serie sieht man einen Melaphyrerguß.

Die Schichtenfolge im Bacheinschnitt streicht N 55° O und fällt unter zirka 30—35° gegen NNW ein.

Die höhere Lava wird bei etwa 1530 *m* Höhe von schwarzen Tuffen und feinen olivgrünen oder braunen Tuffbreccien überlagert, welche gelegentlich mit Schiefern abwechseln, in denen *Daonella Lommeli* und verkohlte Landpflanzenreste gefunden wurden. Diese Wengener Schichten erscheinen in enge Falten gelegt und abwechselnd stark verbogen.

Gegen die Westseite der Nusca- und Ciaslet-Sennhütten streichen sie N 15° W und ihr Einfallen beträgt 40° O. Sie sind an manchen Stellen voll von Harnischen und gegenüber dem Melaphyr im O lokal verworfen. Aber infolge des verwachsenen Bodens konnte keine Fläche verfolgt werden und mit Sicherheit kann man nur feststellen, daß die Schichten vor allem in nordsüdlicher Richtung starker Cleavage und Scherung ausgesetzt waren. Die Cleavageflächen verlaufen manchmal etwas östlich, manchmal etwas westlich von der genauen Nordrichtung.

Eine andere Linse von Wengener Tuffen ist in der Nähe der Culatschhütten, westlich des Tervellabaches aufgeschlossen. Diese Tuffe streichen N 75° W und fallen flach gegen SSW ein.

In den höheren Niveaus der Wiesen unterhalb Mont de Sóura zeigen die Wengener Schichten dasselbe Streichen N 75° W und fallen unter etwa 45° gegen N ein. Wir haben hier einen Teil der steilen Nordflexur, welche Mojsisovics[1] von dem Hang von Montesora beschrieben hat. Das Streichen gegen W ist N 55° W, das Einfallen 15° NO. Diese sich rasch verändernden Verhältnisse des Streichens und Fallens weisen darauf hin, daß auch hier drehende Bewegungen stattgefunden haben, wahrscheinlich in gegenseitiger Beziehung mit jenen in der Sorafreina und Ciamp-de-Pinoi-Gegend, obwohl in viel geringerem Maßstab.

Der Oberlauf des Ampezzan (Lampicaner) Baches ist für den Geologen enttäuschend. Er ist dicht bewaldet und gewährt keine guten Aufschlüsse. Bei 1760 *m* Höhe, wo auf der Karte die Moränenbedeckung endet, befindet sich eine Anhäufung großer Blöcke und geschichteter Felsmassen aus Tuff und Kalkkonglomerat, welche meist an Ort und Stelle ausgewittert sein dürften, da sie nicht mit anderen Gesteinen vermengt sind. Wahrscheinlich stehen sie normalerweise hier an, wo die steilere Flexur beginnt und die Schichten unterhalb der Lava sich aufbiegen. Der Bach ist dann mit verschiedenartigem Schutt angefüllt bis zur Stelle, „i strentsch" genannt, bei etwa 1840 *m* Höhe, wo der Mendoladolomit an der Westseite ansteht und gegenüber dem Melaphyr von einer senkrechten Verwerfung geschnitten wird.

[1] l. c. „Dolomit-Riffe", S. 93.

Es bedeuten also die Wengener Schichten der Sankt-Christina-Wiese eine einfache Nordflexur im höheren Gebiete von Mont de Sóura, und in der Nähe des Grödentales richten sie sich zu einer Südflexur auf. Östlich von Nusca streichen sie N 15° W und fallen steil gegen O ein. Sie wurden nicht in Schollen zerlegt, sondern blieben eine homogene Masse, an deren Basis die härteren Buchensteiner Kalke und die Augitporphyritfelsen die gleiche Umbiegung mit den Wengener Schichten miterlitten. Mit ihrer weniger gestörten Lagerung bildet die ganze Schichtenfolge einen deutlichen Gegensatz zu dem Wiesengebiet von Sorafreina und Ciamp de Pinoi im O. Die Verfasserin führt diesen Unterschied auf das Vorhandensein der N-S-Schubzone zwischen den beiden Gebieten zurück, auf deren Westseite die Schichten zu einer verhältnismäßig wenig gestörten Basalmasse gehören.

Piz de Sella.

Die Wengener Schichten an der Südabdachung von Ciamp de Pinoi werden auf dem schmalen Sattel zwischen diesem und der Sellaspitze von Cassianer Kalken und Mergeln überlagert, in denen eine Anzahl von Fossilien des Stuores-Cassian-Typus vorkommen. Die Schichten streichen N 80° W und fallen unter 45° gegen SSW ein. Über ihnen steht eine mächtige Entwicklung von Mendoladolomit an, der hier stark verändert und geädert erscheint. Gegen O und W liegt der Mendoladolomit auf Wengener Schichten.

Die Schubfläche zwischen den zwei Schollen streicht N 70° O und fällt 20° SSO (Taf. XII, Fig. 45). Im S und O bildet der Mendoladolomit jähe Felsen, welche in Form einer steilen Knickung gegen S einfallen. Diese wird von einer schrägen, südfallenden Verwerfungsfläche geschnitten.

Den Dolomit überlagern verbogene, unregelmäßige Bänke des geschichteten Echinodermenkalks und dunkle, bituminöse Schiefer und Kalke. In den Mulden der Faltungen liegen Teile von Buchensteiner Kalken und Knollenkalken, hellgrüne, tuffige Schiefer (Pietra verde); dann zerquetschte Bruchstücke von braunem Tuff und von Kalkbreccie mit einem Einfallen von etwa 30° gegen S. Darüber ist eine massige Entwicklung von Melaphyr abgelagert, welche gegen S abnimmt und auf seiner Südseite steht in wechselnder Mächtigkeit eine Gruppe der Wengener Schichten an. Vom Sattel gegen S dreht das Schichtenstreichen aus der WSW-Richtung scharf gegen W in die SSW-Richtung um.

In diesem westlichen Teile werden die geschichteten Kalkbänke und Schiefer über dem Mendoladolomit und die Buchensteiner Schichten rasch schmächtiger und verschwinden ganz, und so liegen dann die Tuffe und Laven über demselben. Es überlagern ihn bald diese, bald jene und man kann ihre Verbindungen und Ineinandermengungen an der Basis des Kontakts mit dem Dolomit beobachten.

Die Mächtigkeit des Dolomites selbst nimmt ab und wird im Verhältnisse zur Basis des Kontaktes mit den Tuffen sehr unregelmäßig. Breccien, unregelmäßig aus locker gepacktem Tuff und Dolomit zusammengesetzt, kann man hier und dort in unregelmäßigen Aushöhlungen unter dem Tuff oder Porphyrit beobachten. Diese gehören wahrscheinlich den Gang-Breccien und Agglomeraten an. In den Tuffen am Rande nehmen ziemlich große Bruchstücke von Mendoladolomit eine isolierte Lagerung ein. Eine genaue Untersuchung der Oberfläche zwischen dem Dolomit und den Tuffen oder Porphyrit und Breccien ergibt Beweise der ursprünglichen Diskordanz gegen die Eruptivgesteine. Dieselbe ist aber mehrfach zerklüftet, verworfen und verschoben worden.

Weiter südlich kommen ganz unregelmäßig an der Basis des schmalen Dolomitkeiles, oder vom Dolomit durch NW-SO-Brücke verworfen, rötliche, nur schwach dolomitische Kalke vor, in denen einige Lagen aus kompaktem Konglomerat mit kleinen, gerundeten Geröllen bestehen, die in einem braunen, eisenhaltigen Mergel angehäuft sind.

Es ist dies ein Gestein, das ganz den feineren Konglomeraten aus dem unteren Muschelkalk ähnelt.

Zu gleicher Zeit sind kleine Linsen der roten Mergel und glimmerigen Kalke des unteren Muschelkalks im Anstehenden in die Basis des zertrümmerten Mendoladolomits nahe dem südlichsten Teile der Felsen hineingepreßt. Es ist klar, daß auskeilende Schub-Schollen der darunter liegenden Gesteine unterhalb einer diskordanten Masse Tuffbreccien, Tuffe und Porphyrite in einer zerquetschten Zone anstehen, innerhalb welcher jedes Gestein mehr oder weniger mylonitisiert wurde.

Ein Beispiel für das gelegentliche Vorkommen von Mylonitlinsen und Nestern an der Basis der Schubmasse wird gegeben; — die Basis im grauen Mendoladolomit wurde zu einer unregelmäßigen Höhlung von etwa 2 *m* in der Länge ausgefurcht. In der Höhlung findet man lose gelagert: 1. als Unterstes, 3 *m* einer lockeren Breccie, hauptsächlich aus Bruchstücken roten mylonitisierten Sandsteins zusammengesetzt, und einen Sand aus Kalk oder Dolomit; 2. 3 bis 4 *m* des gleichen Materials, aber größere Dolomitbrocken und weniger roten Sandstein enthaltend; 3. eine unterbrochene Lage von Mendoladolomit, ausgebildet als feiner, kompakter, nicht poröser Mylonit; 4. an seiner unregelmäßigen Oberfläche zerschnittene und ungeänderte Mandelsteinlava.

Ein anderes Beispiel von Schichtenfolge von unten nach oben nahe dem Westende: 1. An der Basis eine grobe Reibungsbreccie, fast ganz aus Mendoladolomit bestehend; 2. eine Wandstufe aus Mendoladolomit, etwa 18 *m* mächtig; 3. eine flache, fast horizontale Bank, auf welcher eine Reibungsbreccie liegt, die etwa 1·5 *m* mächtig ist und aus eckigen Bruchstücken eines tiefroten Gesteins, zuweilen eines glimmerigen, grünlichen, schieferigen Gesteins, aus Mendoladolomit und Bruchstücken von Augitporphyrit besteht, locker eingepackt in eine feinmylonitisierte Grundmasse.

Es ist hier ziemlich gewiß, daß die roten und grünen Brocken aus den Horizonten des unteren Muschelkalks stammen, da Glimmer frei verstreut auf manchen Stücken lag, an denen sich Spuren verdrückter Fossilien fanden.

Die Autorin dieser Abhandlung faßt die Schichtenreihe des Piz de Sella als eine O-W-Scholle auf, welche ursprünglich in der Richtung von WNW gegen OSO in Zusammenhang mit dem südlichsten Teile von Ciamp de Pinoi stand.

Später wurde sie vom Ciamp de Pinoi durch einen O-W-Bruch abgeschnitten, und während eines Nordschubes wurden mehrere Horizonte dieser Scholle in Falten gelegt und im horizontalen Sinn zerspaltet. Der Melaphyr, der weniger nachgiebig war als die geschichteten Ablagerungen unter demselben, beharrte als selbständige Zone mit eigener Bewegung in bezug auf die gefaltete und zerbrochene Schichtengruppe. Er schnitt die Faltungen ab, als die Schubmasse vordrang, und die alte Diskordanzfläche zwischen beiden war eine untergeordnete horizontale Scherfläche oder Zerreibungszone.

In ihrer tektonischen Beziehung zu Ciamp de Pinoi ist die gesamte Schichtenfolge des Piz de Sella deutlich eine höhere Schubmasse, da sie auf den Cassianer und Wengener Schichten liegt, welche Ciamp de Pinoi teilweise aufbauen.

Sie muß in einer späteren Periode nördlich vorgerückt sein als die Schubscholle von Ciamp de Pinoi, denn sie schneidet die Abdachung der Cassianer und Wengener Schichten in schräger Richtung quer durch. Bei der Querfaltung dagegen sind diese Schollen gemeinsam beeinflußt worden.

Der Ampezzankessel und die Felsen von Sa Cöul.

Von der Westseite der Sellaspitze fließen lange Schuttstreifen zum Ampezzankessel, demselben, welchen Mojsisovics den „Lampicaner Kessel" nennt („Dolomitriffe", S. 192). Der Weg von St. Christina im Grödentale zum Sellajoch steigt über den Schutt an und quert die Höhe zwischen Langkofel und Sellaspitze bei 2155 *m*. Die Felsen von Sa Cöul befinden sich auf der West- oder Langkofelseite des Weges. Sie streichen N 50° W und fallen unter 25—30° gegen NNO ein. Die oberen Horizonte bestehen aus teilweise dolomitischem Cipitkalk. Das Gestein ist in frischem Bruch gewöhnlich kristallin und weiß, einzelne Stücke desselben sind blaßrote, grünliche oder gelbbraune Cipitkalke. Die knollige und sandige Beschaffenheit des dolomitischen Gesteins aus diesen Horizonten würde fast sicher als typisch für Buchensteiner Horizonte gehalten werden, wenn dies knollige Gestein nicht mit sicheren Cipitkalken vermengt wäre.

Die nächsten unteren Bänke der Schichtenfolge bestehen aus festem, grauem Dolomit mit Kalzitadern, aus grauem, sandigem Dolomit mit dunklen Hornsteinadern, die untersten Bänke aus stärker kristallinem, feinbrecciösem Dolomit. Einschlüsse in der Breccie sind meist gerundet und kalkig, aber die Zementmasse besteht aus einem feinen, anscheinend dolomitischen Mergel. Diese Lagen erinnern an die Ober-Buchensteiner Horizonte aus dem Dolomit mancher Stellen, z. B. im NW des Schlerns (S. 64).

Die Verfasserin trug in die Karte die Bänke unterhalb der bestimmbaren Cipitkalke als „Schlerndolomit" ein.

Eine Schubfläche mit verbogener und unregelmäßiger Oberfläche trennt horizontal den oberen Teil der Felsen von dem unteren, brecciösen Dolomit ab, und die horizontale Schubfläche geht gegen N in eine steilere, südwärts geneigte Fläche über. Die Breccie unter dieser macht an der Verwerfung eine Knickung nach innen und ist stark geklüftet (Taf. XII, Fig. 44). Diese Fläche wurde wegen des zu beschränkten Raumes nicht in die Karte eingetragen. Die Linien von Sa Cöul bedeuten in der Karte nur Grenzen.

Der Zusammenhang der Gesteine zu beiden Seiten, im O und W, wird von mächtigem Schutt und abgestürzten Felsen verhüllt.

Der Hauptsache nach stellen die Gesteine Abteilungen der Buchensteiner Horizonte, Wengener Schichten, und Teile der Cassianer Horizonte in einer Übergangsfazies zu deutlichem, sicherem „Schlerndolomit" vor (S. 70, 142). Die Faziesunterschiede in den Ober-Buchensteiner und Wengener Horizonten werden besonders auffallend, wenn man sie mit den gleichalterigen Gesteinen des Piz de Sella vergleicht. Der Melaphyrfels fehlt in Sa Cöul gänzlich. Außerdem ist das Haupteinfallen bei Sa Cöul gegen NNW, jenes am Piz de Sella gegen S gerichtet.

An der Südseite des Piz de Sella, und zwar in Kontakt mit diesem, stehen Cassianer Mergel und Kalke an, welche von NW nach SO streichen und gegen SO einfallen. Sie streichen ungleich in bezug zum Melaphyr und zu den tuffigen Schichten des Piz de Sella, deren Streichen ONO—WSW ist und welche südwärts einfallen.

Beide Schollen werden von einer O-W-Verwerfung geschnitten.

Die Cassianer Schichtengruppe südlich der Verwerfung hängt mit den Cassianer Mergeln und Cipitkalken am Osthang des Langkofels zusammen. Und nach all den zugänglichen Aufschlüssen verbindet die Verfasserin die Felsen von Sa Cöul mit dieser Scholle und betrachtet jene als abgetrennt von dem Piz de Sella durch die Fortsetzung der O-W-Verwerfung (Taf. XI, Fig. 43).

Obwohl die Böschung zwischen den Felsen von Sa Cöul und dem Ampezzanbache stark von Blockwerk bedeckt wird, gibt es dort Stellen, wo die dolomitischen Felsen in ursprünglicher Lagerung zu sein scheinen und steil gegen N abstürzen. Dieser Fels hat die feinbrecciöse Struktur der untersten Lagen am Sa Cöul und ist augenscheinlich eine triassische Randzone. Wenn man diesem nach abwärts und in nordwestlicher Richtung folgt, erreicht man den ersten und höchsten von den Wasserfällen des Ampezzanbaches. Über diesem, etwa bei der Höhe 2120 *m*, befindet sich ein 3 bis 4 *m* hoher Aufschluß. Die Schichten sind von oben nach unten folgende:

c) dünnschichtiger, graubrauner, schwarz gebänderter, bituminöser Dolomit;

b) dunkelblauer, mergeliger, kalkiger Schiefer mit schmalen Bändern rötlich verwitternder, eisenhaltiger Lagen (kleine, schwarze Fischzähne usw. kommen darin vor);

a) schön gebänderter, heller, brauner und sehr dunkler, bituminöser mergeliger Schiefer, dazwischen gelagert plattige Kalke mit verbogenen Oberflächen und Anzeichen von Zusammenpressung.

Die Schichten sind steil aufgerichtet (N 50° W) und fallen mit 60° nach SSW ein gegen einen harten, körnigen, weißen oder rötlichweißen Dolomitfels im S, der N 65° W streicht und unter höchstens 20° gegen SSW einfällt. Der dunkel gestreifte Dolomit *c* ist bis etwa 20 *cm* unterhalb des weißen Dolomits von Kalzitadern durchsetzt und umgewandelt. Etwas tiefer, wo die eisenhaltigen Lagen in Kontakt mit dem Dolomit stehen, sind sie zertrümmert.

Dies ist demnach eine geneigte Bruchfläche. Die Schiefer verlieren wenige Meter abwärts von der Verwerfung ihr steiles Südeinfallen und sind in der Bachschlucht als eine Reihe enger Faltungen erschlossen, die N 55° W streichen.

Die unteren Lagen der mergeligen Schiefer und Kalke liegen hier in einer weiteren Mächtigkeit von 3 *m* auf dem Hauptabsturz der kalkig-dolomitischen Felsen. Insgesamt kann die Mächtigkeit der bituminösen Schichtengruppe von der Verwerfung bis zu den darunterliegenden Felsen auf 6 bis 7 *m* geschätzt werden.

In den unteren Horizonten ist eine ganze Anzahl verkohlter Reste von fossilem Laub und Pflanzenstengeln enthalten.

Die Gruppe dürfte man wahrscheinlich in die obersten oder Grenzhorizonte des oberen alpinen Muschelkalks einreihen.

Der kalkig-dolomitische Fels unterhalb der Schiefer zeigt eine hochpolierte Oberfläche und ist ein wenig uneben. Gewisse Stücke sind von Kalzitadern durchsetzt und marmorisiert, und, da nur kleine Bruchstücke gemeinsam mit den Schiefern gefaltet wurden, haben diese Erscheinungen unzweifelhaft ihren Ursprung in den differentialen Bewegungen, welche durch die Abscherungsgleitungen zwischen den verschiedenen Gesteinsarten entstanden sind. Der kalkig-dolomitische Fels selbst wurde in größere Falten gelegt und mit einer sehr steilen Flexur gegen N verbogen. Das Streichen geht in jenes der Hauptflexur über.

Das Gestein der Horizonte unmittelbar unter den Schiefern ist ein blaßgrauer, kompakter, dolomitischer Kalk mit geringer saurer Reaktion. Der Struktur nach ist er feinbrecciös und gutgeschichtet. Die Breccie setzt sich aus kleinen, eckigen Kalkbröckchen zusammen, welche durch einen feinen, weißlichen oder blaßgrauen Mergel verkittet sind. Die Verfasserin fand auf der Westseite manche Stücke mit *Diplopora annulatissima* und gelegentlich auch Gesteinsstücke mit Querschnitten von Krinoiden-Stielgliedern. Hier und da waren auch kleine knollige Bruchstücke vorhanden. Etwa 7 *m* unterhalb der oberen Oberfläche wird das Gestein porös, mehr kristallinisch, gelblich, braust mit Salzsäure nicht auf und ist ein typischer Mendoladolomit. In genauer N-S-Richtung ist er stark geklüftet und beschreibt gemeinsam mit dem darüberliegenden, gutgeschichteten, dolomitischen Kalk eine steile Flexur gegen N.

Infolge des Vorkommens von bituminösem Dolomit, Diploporen- und Echinodermenkalk, welcher auf ihm liegt, und seiner eigenen Beschaffenheit kann dieser untere Dolomit als Mendoladolomit betrachtet werden.

Der höhere Dolomit oberhalb der Verwerfungsfläche ist nahe der Verwerfung stark umgewandelt und von rötlicher Färbung, geht aber nach oben zugleich in ein poröseres, zerrissenes, gelbliches und weißes Gestein über, das sich vom typischen „Schlerndolomit" nur durch seine deutlichere Schichtung und feinbrecciöse Struktur an manchen Stellen unterscheidet. Es kann mit Unterbrechungen aufwärts bis Sa Cõul verfolgt werden und entspricht nach seiner Beschaffenheit den unteren Lagen dieser Felsen. Die Sprunghöhe des Bruches wäre danach sehr gering.

Die steile Nordflexur in diesem höheren Dolomit ist der tektonische Hauptzug dieser höheren Hänge. Man darf also sagen, daß die Verwerfungsfläche zwei Felsgruppen trennt, verbogen zu steilen Nordflexuren und flachem Südfallen. Die Verwerfung streicht WNW-OSO, und die angrenzenden Flexuren markieren zwei anliegende O-W-Schollen, die nördlich gepreßt worden sind.

Die Überschiebungen in der Langkofel-Nordwand.

(Taf. XII, Fig. 46, 47; Taf. XIV, 56.)

Der Aufschluß am Ampezzanbache, wecher soeben beschrieben wurde, befindet sich östlich der zwei Lokalitäten in der Langkofel-Nordwand, wo die Verfasserin bereits früher das Vorhandensein von Schubflächen zeigte.[1] Wenn man am linken Bachufer wenige Schritte zur Stelle geht, wo die bituminösen Schiefer aufgeschlossen erscheinen, kann man westwärts den ganzen Ausstrich der Hauptschubfläche in den untersten Horizonten des „Schlerndolomits" sehen, und der erste Aufschluß in der Wand ist nicht mehr als fünf Minuten Weges vom Bache entfernt (Taf. XII, Fig. 44).

Im ersten Aufschlusse gibt es eine Höhle bei etwa 2040 *m* Höhe, wo die Schubfläche beobachtet werden kann. Im Dache der Schubfläche zeigt sich eine schmale, gegen O gerichtete Faltung. In der Dolomitwand nahe an der Höhle befindet sich ein steiler Spalt mit polierter Oberfläche. Die Schichtflächen im Dolomit fallen gegen NO oder ONO ein. Die Schubfläche senkt sich steil abwärts und steigt dann wieder an.

[1] Aut., „Thrust-Masses", S. 34 f. — Der Grund wurde in dem ersten Werke gelegt. Neue Beobachtungen werden in diesem Werke gegeben und die Bestimmung gewisser Fossilien wurde ausgeführt.

Sie fällt nicht zu einem Niveau ab, sondern biegt unter flachem Winkel durch die Schichten auf und nieder, so daß ihr Anschnitt einen welligen Verlauf beschreibt. Die gebogenen Kluftflächen begrenzen leichter erodierbare Oberflächen, so daß sich da und dort gleich unterhalb der Fläche Höhlen ausbildeten. Die zertrümmerten Gesteine der Schubfläche verfielen rascher der Erosion als der massive Dolomit.

Das Felsdach besteht in diesem Aufschlusse aus blaugrauem oder blaßgrauem, festem Dolomit, der stark von Fugen durchsetzt, geklüftet und zerbröckelt ist; an manchen Stellen, näher der Fläche, ist er ausnehmend knollig. Er ist reich an Harnischen. Die wirkliche Berührungsstelle zwischen Dach und Boden ist ein sehr feiner, ebener Saum aus schwach dolomitischem Mylonit, der mit den Fingern zu Staub zerrieben werden kann. Der Dolomit unterhalb ist ein marmorisiertes, blaßes, gelbliches Gestein, voll von blaßroten Streifen und Adern; fest und geglättet. Das Dach zeigt im einzelnen eine allmählich zunehmende Wellung der Gesteinsoberflächen. Der Boden besteht aus feingeklüftetem, grauem, amorphem, geglättetem Dolomit. Die Cleavageflächen streichen N 60° O und fallen unter 45° gegen SSO ein.

Die Horizonte unter dieser Fläche sind ganz von Schutt bedeckt, doch in einem tieferen Niveau steht steil gegen außen fallender Dolomit an, anscheinend die Fortsetzung der Nordflexur am Ampezzanbache unterhalb des bituminösen Dolomits.

Der zweite Aufschluß, vom ersten durch einen schmalen Rücken getrennt, weist dieselbe Fläche unterhalb einer anderen Höhle auf und eine deutliche untere Fläche ebenso wie eine obere, weniger deutliche.

Die Photographien lassen das gewellte Dach der Schubfläche im Schlerndolomit erkennen. Die Achsen dieser Fältelungen im Dach sind hier NW—SO gerichtet. Die Figur 34 zeigt darunter eine Gesteinsmischungszone von ganz geringem Einfallen; diese liegt abwechselnd auf einer Zone gestörter Schichten, welche zur gleichen Gruppe gehören. Diese ganze obere Gruppe lagert auf fast horizontalen Kalken und Breccien, und diese wieder auf einer stark gewellten, zerschnittenen und gefalteten Zone zerquetschter Gesteine, welche die untere Schubfläche anzeigen. Diese liegt auf einem marmorisierten, weißen Gestein, das ein wenig tiefer in Mendoladolomit übergeht.

Die Schichtlagen 6 bis 9 bedeuten Glieder des alpinen oberen Muschelkalks.

Die Zerreibungszone 2 schließt Bruchstücke von Untermuschelkalk und stark gebogenen Werfener Schichten ein. Der Mendoladolomit 1 in Unterschiebungslage bildet eine steile Nordflexur. Sein Streichen ist N 55° O, das Fallen nächst der Schubfläche 25° SSO und mittelsteil gegen NNW.

Das Dach aus Schlerndolomit ist an der Schubfläche in der Höhle verbogen und umgewandelt, gerillt, geschliffen und voll von Kalzitadern.

Das Gestein des Bodens ist ein hoch mylonitisiertes, typisches Reibungsgestein. Die Wirkungen der Zusammenpressung sind auf eine Mächtigkeit von etwa 2 *m* deutlich erkennbar. Die wirkliche Schubfläche ist dagegen „haarfein". Sie streicht hier im allgemeinen N 65—70° W und ist beinahe horizontal. An einer Stelle, am Ostende der Höhle, stehen in einer Mächtigkeit von 15 bis 20 *cm* dunkle, gebänderte Schiefer an, und der Mylonit zeigt hier eine geringe Beimischung grünen, tuffähnlichen Materials, so wie es gewöhnlich als Zwischenlage in den Buchensteiner Knollenkalken vorkommt. Der Dolomit oberhalb der Schubfläche ist hier auffallend knollig. Diese Beschaffenheit deutet darauf hin, daß das Dach an der Schubfläche wahrscheinlich zu der dolomitischen Buchensteiner Fazies gehört. Er wurde in horizontaler Richtung längs der abgeschnittenen Oberflächen der nächsttieferen Horizonte der Schichtenfolge über eine Schubfläche von äußerst flacher Neigung verfrachtet und quer zur Bewegungsrichtung in breite Wellen verbogen. Diese weisen veränderliches N-S-Streichen auf.

An anderen Stellen finden sich dunkle Hornsteine als Adern in grauem Dolomit, welcher unter der Schubfläche tief gerillt ist; die Hornsteine sind wohl ein Umwandlungsprodukt.

Das Hornstein führende Gestein tritt im W in größerer Mächtigkeit auf, wo $1^1/_2$ *m* des knolligen, dolomitischen Kalks mit dunklen Hornsteinen zwischen der Hauptfläche und einer Abscherungsfläche unter dieser anstehen.

Die untere Schichtenfolge in diesem Aufschlusse wurde im stratigraphischen Teile dieser Arbeit angegeben (S. 30 und 31).

Da das Alter der bituminösen Schichtengruppe (mit *Diplopora annulatissima)* unterhalb der Schubfläche in den dolomitischen Lagen an der Basis des Langkofels nun endgültig als „Grenzzone" oder oberster Horizont des alpinen oberen Muschelkalks festgelegt werden kann, bedeutet die Schubfläche ober dieser Gruppe keine große Lücke in bezug auf die darunter- und darüberliegenden Gesteine. Es kommt wieder eine Gleitfläche mitten in der Diploporenschichtengruppe vor (Fig. 34).

Die Konglomerate und Breccien der Horizonte unter jenen mit Diploporen wurden von der Verfasserin in ihren ersten Untersuchungen zur Gruppe der Konglomerate an der Basis des unteren Muschelkalks gerechnet, der damals als Bestandteil zu den obersten Werfener Horizonten gestellt wurde. Die Gesamtgruppe erinnert lithologisch sehr an die Serien des unteren Muschelkalks in dem Aufschlusse der Pozzates-Schlucht im S des Langkofels, wo die Breccien in ihren höchsten Lagen ganz ähnlich mit Pflanzenschiefern wechsellagern.

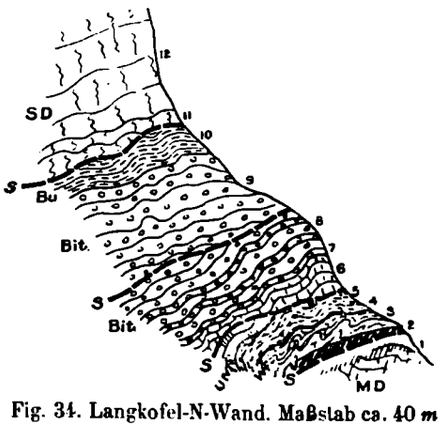


Fig. 34. Langkofel-N-Wand. Maßstab ca. 40 *m* von Horizont 1 bis Horizont 11. *S* = Schubflächen; *Wf* = Werfener Schichten; *UM* = Unterer Muschelkalk; *MD* = Mendoladolomit; *Bit.* = Bituminöse Kalke und Mergelkalke (*Diplopora annulatissima* - Zone); *Bu* = Buchensteiner Dolomit; *SD* = Schlerndolomit.

Der Nachweis jedoch von *Diplopora annulatissima* in der Gruppe der Pflanzenschiefer und dunklen Kalke am Langkofel sowie die stark bituminöse Beschaffenheit dieser Schichtengruppe beweisen genügend, daß die obersten Horizonte zum oberen, nicht zum unteren Muschelkalk gehören. Allerdings wäre es wohl möglich, daß die alleruntersten Breccien zum unteren Muschelkalk gehören. Die Schichten unterhalb dieser Gruppe bilden zwei deutliche Bänder, das obere wenig, das untere eng gefaltet und durch eine beinahe horizontale Scherfläche voneinander getrennt (Taf. XII, 46). Die Versteinerungen daraus schließen sowohl *Pseudomonotis Clarai,* einen Unter-Werfener Typus, als auch mehrere Ober-Werfener Typen ein.

Die ganze Schichtenfolge unterhalb des Schlerndolomits kann man als zusammengesetzt aus horizontalen Scherschollen innerhalb einer Bewegungszone betrachten, und die Hauptschubflächen sind die unteren Flächen, welche hier die aufgeschobenen Schollen von Werfener Schichten vom Mendoladolomit an der Basis trennen.

Die obere Fläche, die den Schlerndolomit von den bituminösen Serien scheidet, ist von der Beschaffenheit einer Nachbargleitfläche, wo eine jüngere, homogene und mächtige Gesteinsmasse den Pressungen anders nachgab als die Mischzone an ihrer Basis. Die Schichten der letzteren wurden gefältelt und zerbrochen und blieben im Vergleich zur breitwelligen, kalkig-dolomitischen Masse zurück, welche über enggefalteten und zerschnittenen Schollen an ihrer Basis quer hinaus verfrachtet wurde. Eine höhere horizontale Schnittfläche kommt im Schlerndolomit etwa 15 bis 20 *m* ober der Hauptfläche im Dolomit vor. Zermalmte Gesteine bezeichnen diese Schnittfläche und sie kann bis zum Eck „i Strentsch" des Langkofels verfolgt werden.

Die Schubmasse des Schlerndolomits ist stark geklüftet, gewöhnlich in der Richtung WNW—OSO oder NW—SO. Die schwach angedeuteten Schichtflächen fallen an dieser Stelle der Nordwand gegen NNO ein. Diese nach außen gekehrte Flexur bringt den Dolomit in tektonische Beziehung zur Schichtenfolge von Sa Cõul.

Der wirkliche Zusammenhang dieser Flexur kann auf der hohen Terrasse zwischen Sa Cõul und an der jähen Langkofelwand beobachtet werden.

Die fossilführenden Ober-Cassianer Mergel und Cipitkalke bilden in der Höhe von 2180 *m*, oberhalb Sa Cõul, eine Bank und setzen westwärts über der unteren Stufe der Langkofeldolomitwand fort, durch welche die Schubflächen schneiden. Sie sind scharf gegen N verbogen und eng gefaltet. Sowohl die Bank wie die Cassianer Schichten verschwinden gegen W. Wahrscheinlich gehen hier die Cassianer Schichten in die Dolomitfazies über, in welcher sich die gegen außen gerichtete Flexur fortsetzt (vgl. Taf. XI, Fig. 43; Taf. XII, Fig. 44).

Diese Beobachtungen beweisen die Fortsetzung der Scholle von Sa Cõul und jener der Hauptmasse des „Schlerndolomits", und da die O-W-Verwerfung am Ampezzanbache die Nordgrenze der Sa-Cõul-Flexur bildet, erscheint höchstwahrscheinlich, daß diese Fläche in einer O-W-Verwerfung ihren Ursprung hat und gegen N verschoben und überkippt wurde.

Der Mendoladolomit an der Nordseite der Ampezzanverwerfung kann durch eine unterbrochene Reihe von Aufschlüssen bis zur Basis jener Felsen verfolgt werden, welche die Schubfläche aufweisen, u. zw. immer in ungleichförmiger Lagerung zu diesen.

Wir unterscheiden mithin auf diese Weise zwei angrenzende, teilweise darunterliegende Schollen oberhalb und unterhalb einer Zerreibungszone, die sich an einer ostwestlichen Verwerfungsfläche entwickelte.

Die Mylonitisierung der Gesteine nächst der Verwerfungsfläche ist in den Aufschlüssen westlich des Ampezzanbaches viel stärker als am Bache selbst und der Fallwinkel der Fläche geringer. Dieser rasche Wechsel steht unzweifelhaft in Zusammenhang mit der anhaltenden horizontalen Verfrachtung der Hauptmasse des Schlerndolomits gegen W und mit der Zunahme der verzögernden Widerstände. Mit dieser weiteren Schubbewegung war eine stärkere Scherung in den unteren Horizonten der gleitenden Felsmasse unausbleiblich verbunden.

Eine andere Beobachtung zeigt, daß die nach außen gerichteten Flexuren in den beiden Schollen ihre Streichrichtung von Punkt zu Punkt ändern, welche im östlichen Teile fast genau ostwestlich verläuft, dann bis nahe an „i Strentsch" im W sich stufenweise in die Richtung WNW—OSO ändert. Dies ist eine Torsionsbewegung in sich selbst und geht unzweifelhaft aus der Tendenz der Schubmasse, sich an ihrer Stirne auszubreiten, hervor.

Allgemeine Folgerungen.

Die Gesamterscheinungen an diesem Nordosteck des Langkofels können auf der Grundlage des Vorhandenseins mehrerer Spaltungen und Abscherungen an dem Nordrand einer O-W-Scholle gedeutet werden, welche einen alten Faziesrand in der Schubmasse zerschnitten haben, die bereits in der Richtung WNW—OSO gefaltet war.

1. Die schmale Scholle des Piz de Sella befindet sich an der Südgrenze der Grödener Eruptivfazies, dort, wo die eruptiven Gesteine überaus rasch gegen die kalkig-dolomitische Fazies auskeilen. Der Mendoladolomit dieser Scholle wird von jener des Ciamp de Pinoi durch eine ostwestliche Verwerfungsfläche abgetrennt, an welcher er nordwärts in Überschiebungslage auf die Cassianer und Wengener Mischablagerungen des Ciamp de Pinoi und Piz Pranseis vorgestoßen wurde. Indem das Streichen der überschobenen Untermuschelkalk und Mendoladolomitfelsen einen scharfen Winkel aus OSO—WNW in NNO-SSW-Richtung am Westhang des Piz de Sella macht, ist es sehr wahrscheinlich, daß der Ausstrich der Schubebene einen fast parallelen Verlauf hat, und erst nahe an der SW-Ecke des Piz de Sella wieder seine westliche Richtung annimmt, um sich in der breiten Ampezzanfurche (Lampicaner Kessel) zwischen Lang-

kofel und dem Wiesenland von Ciamp de Pinoi und Mont de Soura fortzusetzen. Leider kann die westliche Fortsetzung der O-W-Störung wegen der Schuttbedeckung nicht gezeigt werden, doch die geologischen Verhältnisse beweisen sie, und ein solcher Winkel im Streichen wäre durch die fortdauernde Zusammenpressung zwischen O und W erklärt.

2. Die Scholle des Ampezzanbaches befindet sich an der Nordgrenze der kalkig-dolomitischen Fazies, wo anfänglich sandige Kalke, Schiefer und Breccien während der Periode der „Grenzzone" des alpinen oberen Muschelkalks und Knollenkalke und grünliche Mergel während der Buchensteiner Periode angehäuft worden waren. Eruptive Ablagerungen erstreckten sich hier nicht in die Ober-Buchensteiner und späteren Perioden, nur hie und da sind feine Tuffe fleckenweise gemischt.

Der Mendoladolomit am Ampezzanwasserfalle bildet eine steile Flexur gegen NNO, und sein Streichen und Fallen hängt nicht mit jenem der Piz-Sella-Scholle zusammen. Die NNW-SO-Brüche an dem Westrand des Piz de Sella trennen diese Porphyritmasse vom Sa Cöul.

3. Die dolomitischen Gesteine von Sa Cöul und der Langkofelnordwand werden vom Mendoladolomit und den auflagernden Horizonten der „Grenzzone" am Ampezzanwasserfalle durch jene südfallende Längsverwerfung abgeschnitten, welche in der Bachrunse aufgeschlossen ist, eine Verwerfung, die gegen W in mehr überkippter Lage gegen N sich fortsetzt.

An ihrer Südseite steht die Hauptentwicklung der kalkig-dolomitischen Fazies an, welche in der mitteltriassischen Zeit eine gehobene Terrasse bildeten und während der nachfolgenden Faltungen sich anders verhielten als die eruptiven Fazies im N.

Während der Schubbewegungen gegen W und SW wurden die Schichten an der Basis des Dolomits, welche bereits in der Richtung von WNW gegen OSO in Falten gelegt waren, unter sehr flachen Winkeln zerschnitten, und infolge der Widerstände nächst der Bewegungsfläche wurden diese Keile häufig von ihrer Teilfalte abgetrennt und in die basale Zerreibungszone eingemengt. Die Schichtfolge, welche unterhalb der zweiten Höhle aufgeschlossen ist, zeigt Beispiele solcher Abscherungskeile. Geringmächtige Gruppen der Werfener Schichten wurden an der Basis in kleine Falten gelegt, während sie am allgemeinen Schube teilnahmen.

Gegen die Westseite des „i-Strentsch"-Ecks der Langkofelwand beugt sich der „Schlerndolomit" zu einem tieferen Niveau hinab und bezeichnet möglicherweise eine Synkline in den älteren WNW-OSO-Faltungen zwischen der Ampezzanseite der Nordwand und den aufgebogenen Felsen des Col de Mesdi.

Die Westfront der Langkofel- und Plattkofel-Schubmasse.

(Taf. XI, Fig. 42 und Prof. 5, S. 195.)

Wie man aus der begleitenden geologischen Karte ersieht, sind die Hänge unterhalb des Langkofels gegen die Westseite von „i Strentsch" von mächtigen Blockhalden bedeckt.

Nirgends ist der wirkliche Kontakt zwischen der unteren Trias an der Basis des Langkofels und den Wengener Schichten aufgeschlossen, welche in dem Gebiete der Wiesen von St. Christina so weithin zutage treten (S. 120). Die jähe Wand aus „Schlerndolomit" reicht an vielen Stellen zum Schuttgehänge hinab; nur am Col de Mesdi, im O des Langkofelkares und an zwei Stellen an der Basis des Plattkofels blieben die unteren Horizonte unverschüttet.

Am Col de Mesdi umfassen die Aufschlüsse eine gewisse Mächtigkeit von fossilführenden Unter-Werfener Schichten, außerdem Ober-Werfener Horizonte. Die Schichtenreihe geht nach oben gleichstreichend weiter durch unteren Muschelkalk, Mendoladolomit, durch die geschichteten „Grenzzonekalke" und eine gewisse Mächtigkeit von Buchensteiner Knollendolomit. Das Streichen ist N 65° O, das Einfallen 20° SO. Der untere Muschelkalk ist in seinen höheren Horizonten als gelber, dickbankiger Dolomit entwickelt.

Die Werfener Schichten sind an ihrer Basis gebogen und verdreht, und das Fallen ändert sich in ein nordwestliches. Dies war bei Mojsisovics die Knieflexur, und er betrachtete die Wengener Schichten des Wiesengebietes als Bestandteil der Nordabdachung. Der „Schlerndolomit" oberhalb der Gesteinsfolge ruht nicht ganz gleichförmig auf den darunterliegenden Schichten, sondern schneidet quer geringe Unregelmäßigkeiten und Faltungen der Buchensteiner und der bituminösen Horizonte. Also liegt hier die höhere Schubfläche in bezug auf ihre Stellung in der Schichtenreihe nur ein wenig höher wie in der Reihefolge am Wasserfall im Ampezzanbach. Die tieferen Schichten unterhalb der Störung sind sehr wenig gestört und weisen keine solche Zusammenpressung wie gegen Osten auf.

Die Vorkommen von älteren Schichten an der Nordbasis des Plattkofels sind ziemlich verschieden, weil die Werfener Schichten nicht aufgeschlossen erscheinen und für eine Abdachung gegen N hier kein Beweis zu finden ist. Der Mendoladolomit und die darüberlagernden, dünnschichtigen dolomitischen Horizonte sind sehr zerklüftet; die Cleavageflächen durchsetzen steil verbogen die Schichten. Diese selbst sind verdoppelt und gedreht. Das allgemeine Einfallen dieser Schichtengruppe beträgt etwa 30° gegen SSW.

Gleich im W ist die ganze Masse des „Schlerndolomits" aufgebogen, unregelmäßig zerklüftet und in Schollen zerlegt und gegenüber einer Schubfläche abgeschnitten, deren Ausstrich in nordsüdlicher Richtung in einer Höhe von 2440 *m* verläuft und mittelsteil durch die Schichten ansteigt.

Die zwei Massen des Schlerndolomits, oberhalb und unterhalb dieser Fläche, vereinigen sich längs einer hohen Terrasse. Die Schubfläche fällt unter etwa 45—50° gegen O ein, und die obere Masse ist gefaltet, aufgewölbt und senkt sich als eine Flexur gegen W zur Fläche, während die untere Masse sich steil verbiegt, wo die Massen an die Fläche herankommen.

Die untere Masse wird von nordsüdlicher Cleavage zerschnitten; die Schichten sind stark verbogen und zerbrochen. Man kann kleine Gleitflächen und manche Zeichen von Zerreibung beobachten.

Diese beugen sich dann über zu einem westlichen Einfallen und kommen in Kontakt mit einer schmalen Zone zerquetschten Schlerndolomits oder mit Cassianer Schichten längs einer Störungsfläche, welche im allgemeinen unter etwa 60—75° gegen O einfällt.

Die Cassianer Schichten sind gefaltet, zerbrochen, lokal in Breccie verwandelt und streichen nicht parallel mit dem „Schlerndolomit".

Hier sind die Störungen nicht auf eine bestimmte Fläche begrenzt, Gruppen stark zerklüfteter Schichten nehmen anscheinend die Störungszone ein. Die Hauptfläche ist im S des Piz Dauridel gut aufgeschlossen und kann gegen S, gegen die Plattkofelhütte, verfolgt werden.

Die Verfasserin ist der Meinung, daß nach der Überschiebung des „Schlerndolomits" von O her irgendeine N-S-Verwerfung sowohl die aufgeschobenen wie die unterschobenen Gesteinsmassen ergriff und eine Absenkung im O eintrat, d. h. auf der Seite der Dolomitmassen.

Die Hauptschubmasse des „Schlerndolomits" wurde von der steileren und höheren gegen O fallenden Fläche in den Felsen des Plattkofels zerschnitten und bildet hier an der Westfront ein Beispiel für „Schuppenstruktur", ähnlich jenem, welches am Secedagipfel beobachtet wurde.

Die Struktur ist ein Beweis für die stark zusammenpressenden Kräfte längs ostwestlicher Linien. An der Stirn der Schubmasse verursachten sie infolge der Zunahme des Widerstandes und der Verzögerung sehr starke Cleavage und die Serien nordsüdlicher Schollen; in etwas größerer Entfernung von der Stirn, im Hauptkörper des Dolomits, riefen sie nahe an der Schubfläche weite Wellungen in den Schichten und an der Basis der Schubmasse kräftige Fältelung hervor.

Das hohe Niveau der unteren Trias und des Muschelkalks am Col de Mesdi und an der NW-Basis des Langkofels bleibt noch zu erwägen. In dieser Beziehung muß daran erinnert werden, daß zur Zeit, als der Schlerndolomit sich bildete, diese Felsen sich bereits im Verhältnisse zu den gleichen Horizonten der Zone von Eruptionsspalten im N, nun vertreten durch Ciamp de Pinoi und Piz de Sella, in gehobener Lage befanden. Und wenn auch die Felsen der mitteltriassischen, submarinen Terrasse seither bemerkenswerten Deformationen unterworfen waren, erläutern sie doch noch die alte zusammenhanglose Beziehung zu dem Eruptivgebiet. Alte Brüche waren unzweifelhaft vorhanden, wenn sie auch lokal von eruptivem und anderem Gesteinsmaterial erfüllt waren (S. 112, Fig. 17).

Die wichtigste Tatsache ist übrigens die Verfrachtung der Schlerndolomitmasse gemeinsam mit ihren Basisgesteinen als eine große, zusammenhängende O-W-Scholle oder Schubmasse, viel größer und in sich weniger gestört als die ostwestlichen Schollen des Randgebietes und der Eruptivfazies. Augenscheinlich bedeutet diese Scholle eine höhere Schubmasse, welche unter flachem Winkel vom unteren Schubkeile abgeschnitten wurde und weiter gegen W vorrückte. Der stärkste Druck hat gegen W und WSW gewirkt, wie aus den Verschuppungen gegen Piz Dauridel und Fassajoch und der starken Cleavage in NW-SO-Richtung wahrzunehmen ist.

Wenn wir annehmen, daß die Stirn der Ober-Grödner Schubkeile im allgemeinen N—S längs des Ampezzanbaches und noch eine kurze Strecke weiter gegen W verlief, erscheint wahrscheinlich, daß die O-W-Verwerfung südlich von Piz de Sella in ihrer Fortsetzung unter dem Langkofel die Nordgrenze der gesamten höheren Schubmassen bezeichnet. Nach dieser Auffassung würden die erhaltenen Aufschlüsse am Piz de Sella, Ampezzanwasserfall, Col de Mesdi usw. die tieferliegenden Gesteine vertreten, die ursprünglich konkordant unter der Schlerndolomitmasse des Langkofels lagen, aber später in verschiedener Weise an der Basis einer wellig verlaufenden Schubfläche davon abgeschert wurden.

Die höhere Schubmasse ging quer über diese Schichten hinweg und setzte sich am Westhang des Plattkofels auf den Cassianer Schichten der Basalmasse fort.

Gegen die Front richtete sich die Schubmasse steiler auf, und die ganze Schubmasse des Schlerndolomits mit den unterlagernden Horizonten der unteren Trias und des Muschelkalks nimmt in der NW- und W-Front eine höhere Lage ein als in dem Hauptkörper der Masse hinter der Stirn.

Nicht nur an der Basis der Schubmasse, sondern auch in der Nähe der O-W-Verwerfungen, welche die Langkofel- oder höhere Schubmasse im N und S begrenzt, traten dieselben lokalen Verzögerungen ein, wie sie bereits oben bezüglich der Pitschberg-O-W-Schollen beschrieben wurden (S. 191). Daraus ergibt sich, daß die Faltungen, welche sich in der Schubmasse während der Westbewegung entwickelten, nicht einem nordsüdlichen, sondern einem resultierenden NW—SO- und NO—SW-Streichen folgten, so daß die Strukturzüge der Schubmasse zwischen diesen beiden O-W-Verwerfungen im allgemeinen eine Kurve gegen W beschreiben, indem sie aus der NO-SW-Richtung am Nordgehänge zur nordsüdlichen Richtung im westlichsten Teile und schließlich zur NW-SO-Richtung gegen Fassajoch übergehen. Die O-W-Verwerfungen selbst waren überkippt, nach N an der Nordseite und S an der Südseite.

Am Nordhange, wo die Streichrichtung eine nordost-südwestliche ist, kann man in den Cassianer und Wengener Schichten der Unterschiebungs- oder Basalmasse am Piz-Dauridel- und Saltrie-Gehänge die reziprokale Kurve von

NW gegen SO beobachten. Dies ist Beweis für eine Zusammenpressung, welche sowohl von O wie von W her erfolgte und die aufgeschobenen und unterschobenen Schichten in einen gewölbten Querbogen preßte, gegen welchen sich die Schichten von den entgegengesetzten Seiten her aufrichten.

Alle drei Vorkommen älterer Trias an den NW-Hängen scheinen sich nachträglich bis zu einem gewissen Betrage an ihrer Basis eingesenkt zu haben; sie nehmen nun im Vergleiche zu den nächsten Vorkommen von Cassianer und Wengener Schichten am Piz Dauridel eine Mulde ein. Die Photographie (Taf. XI, 42) stellt die Plattkofel- oder SW-Ansicht der Schubmasse vor. Man sieht die Hauptschubfläche nahe der Basis der Felsen und die steile obere Schubfläche im Schlerndolomit, die unter zirka 50° gegen O einfällt.

Der dunkle Kamm des Fassapasses im Vordergrunde und die bewaldeten Hänge an der Basis des Plattkofels bestehen aus unterschobenen Wengener und Cassianer Schichten. Die Verwerfungsfläche an der Westseite des Plattkofels streicht an dieser Stelle N 10° O und fällt unter etwa 75° gegen O ein; sie hält sich enge an die Dolomitwand, gemeinsam mit einer gewissen Mächtigkeit steil aufgerichteter Ober-Cassianer Horizonte, und ist gegenüber einer flach-einfallenden Schichtenfolge von Wengener und Cassianer Schichten, welche den Kamm des Fassapasses bilden, abgeschnitten.

Zwischen Fassapaß und Rafreider taucht die Hauptschubfläche im Schlerndolomit entlang einer Grenzlinie gegen den mächtigen Schutt auf. Am Rafreider sieht man eine gestörte Reihe von Querfaltungen in nordsüdlicher Richtung, und dies ist in der geologischen Karte durch zwei entsprechende Fallzeichen angezeigt. Ein N-S-Bruch schneidet hier zwischen den Cassianer Schichten und der zungenartigen Flexur des Schlerndolomits durch (in der Karte nur als Schichtengrenze eingetragen). Dieser ist eine Nebenstörung der Schubfläche im Schlerndolomit.

Die Seiser Alpe.

Einleitung.

Ehe die Beschreibung der Überschiebungsphänomene im Fassagebiete fortgesetzt wird, soll eine kurze Darstellung der tektonischen Hauptzüge gegeben werden, welche in der Basalmasse im W beobachtet wurden. Dies Gebiet wird von der Seiser Alpe eingenommen.

Wie Richthofen[1] bekanntmachte, hat die Seiser Alpe die Form einer sanften O-W-Synkline. Richthofen beschrieb die steil aufgerichtete, gegen S einfallende untere und mittlere Trias, welche in steilen Wänden im N der Seiser Alpe emporsteigt, und das mächtige Schlerngebirge aus Dolomit, das sich im S erhebt und dessen Felsen gegen N einfallen. Dieser gab dem Dolomit den Namen des Berges.

Zwischen N und S breitet sich das weite Seiser Almgebiet, zusammengesetzt aus Wengener und Cassianer Tuffen, Mergeln und Kalken, als eine Synklinale aus.

Mojsisovics[2] nahm diese allgemeine Beschreibung der geologischen Struktur an und bestätigte das Vorhandensein der Haupt-O-W-Verwerfung von „Puflatsch", welche Richthofen von der Nordwand der älteren Trias beschrieben hatte. Diese Züge sind in der Tat die fundamentalen und hervorragenden Strukturlinien in der Geologie dieses Gebietes. Indem die Verfasserin dies gutbekannte Gebiet in die Karte, welche dies Werk begleitet, mit einbezog, wünschte sie die stratigraphischen Zonen der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten der Seiser Alpe darzulegen, und eine Anzahl unzweifelhafter Komplikationen in der geologischen Struktur zu zeigen, welche das Vorhandensein von Querbewegungen in diesem Teile analog zu solchen Vorkommen in anderen Gebieten beweisen. Beim Betrachten der beiliegenden geologischen Karte der Seiser Alpe zeigen sich gewisse Züge, welche an und für sich den Schubschollen gemeinsam sind.

Die Verwerfungen im N der Seiser Alpe zeigen eine zickzackförmige Anordnung in den Richtungen NW—SO und NO—SW.

An der Westseite der Alpe sind die Schichten in einem Bogen gegen W angeordnet und streichen im nördlichen Teile von NO nach SW, im südlichen, nahe dem Schlern, von NW nach SO.

Die Südwand der Seiser Alpe, durch den Schlern gebildet, verläuft wieder in bogenförmigem Streichen, wo die WNW-OSO-Verwerfung durch mehrere Querverwerfungen verschoben wurde. Diese Gestaltungen zeigen an, daß die Basalmasse an den Verdrehungen teilgenommen hat, welche mit den jungen Bewegungen verbunden waren. Die verschiedenen Gebiete der Alpe werden jetzt beschrieben.

Das Saltrie- (Jender) Tal.

Das Saltrie(Saltaria)tal südlich von St. Christina bildet auf der Seite von Gröden die Ostgrenze der Seiser Alpe.

Die Öffnung dieses Tales gegen das Grödener Tal bezeichnet eine Änderung der geologischen Verhältnisse des Ober-Grödener Gebietes mit seinen Schubmassen in jene des Unter-Grödener Gebietes. Der tektonische Hauptzug im Gebiete von Unter-Gröden ist die ostwestliche Verwerfung, als Richthofens „Puflatsch"-Verwerfung bekannt, an welcher die Südscholle auf der Seite der Seiser Alpe im Verhältnisse zur Grödener Talscholle gehoben wurde. Die Verwerfung

[1] Richthofen, „Predazzo, St. Cassian und Seiser Alpe", Gotha 1860.

[2] Mojsisovics, „Dolomitriffe", S. 154—174.

zeigt ein sehr steiles Südeinfallen (75—80°) gegen den Puflatsch. Bisher wurde diese Verwerfung nur bis zum Grödener Tal, etwas unterhalb der Öffnung des Saltrietales, verfolgt.

Die O-W-Verwerfung, welche von der Verfasserin auf der entgegengesetzten Seite des Tales, oberhalb der Kirche von St. Christina, kartiert wurde, zeigt der Richtung nach alle Merkmale einer Fortsetzung. Der Bruch scheint hier aber zu zerspittern. Die unterste NW-SO-Verwerfung, die quer über Saltrietal verläuft, vertritt wahrscheinlich einen anderen Ast des Hauptbruchs.

Gewisse Unterschiede in den Schichtenbeziehungen auf den beiden Seiten der Verwerfung im Gebiete von St. Christina verbindet die Verfasserin mit dem Vorhandensein späterer nordsüdlicher Faltungen und Brüche.

Oberhalb des Zusammenflusses des Saltrie- und Grödener Baches stehen im Bette des ersteren die Unter-Werfener (Seiser) Kalke an und führen Myacitesfossilien. Die Schichten liegen beinahe horizontal, biegen dann in Form einer Flexur nach aufwärts, welche N 70° O streicht und unter 45—50° nach NNW und unter etwa 30° nach SSO einfällt.

Diese Flexur wird im O von einer Falte gekreuzt, u. zw. in der Richtung N 10° O, und das Einfallen beträgt 40° gegen O.

Die Flexur wird von einer geringen Verwerfung geschnitten (sie wurde in die Karte nicht eingetragen), an welcher die roten, sandigen und grauen Schiefer der höheren Werfener Horizonte um einige Meter abgesenkt wurden. Das Schichtenstreichen im O verläuft wieder in der Richtung von ONO gegen WSW, das Einfallen ist ein südsüdöstliches.

Genau gegenüber der N-S-Verwerfung, auf der Nordseite des Grödener Tales, befindet sich an den Hängen oberhalb Brida und Pallua eine ähnliche geringe Störung. Die Ober-Werfener Schichten stehen im W einer NNO-SSW-Flexur an, und der Mendoladolomit ist im O abgesenkt. Dieser wird von einer flachen Schubfläche durchsetzt, die N 75° O bis N 80° O streicht und mit etwa 30° nordwärts einfällt. Die Felsen sind in der Richtung N 35° O stark zerklüftet und zerrissen. Diese Richtung geht in nordsüdliche Richtungen über. Die Flexur im W nimmt über den Hügel einen Verlauf von N 10° W, und die Cleavage bleibt in den anliegenden Felsen zu jener parallel.

Eine wichtigere nordsüdliche Flexurverwerfung ist jene, welche den Augitporphyrit zu beiden Seiten des Tales, gleich östlich von der Sankt-Christina-Kirche, abgesenkt hat. Die Tatsache, daß sie die Scholle im O senkte, erklärt, warum in dieser Gegend des Tales das Gebiet südlich der O-W-Verwerfung kein Hebungsgebiet mehr ist wie jenes von der Seiser Alpe gegen W.

Zu gleicher Zeit beweist das Vorhandensein von nordsüdlichen Flexurverwerfungen mit Absenkungen im O, daß dies Gebiet ein Senkungs- und Unterschiebungsgebiet war in Beziehung zu den Überschiebungsbewegungen von O her.

Die „Puflatsch"-O-W-Verwerfung kann wegen der Moränen- und Schuttablagerungen oberhalb St. Christina nicht verfolgt werden; eine Fortsetzung davon wäre wahrscheinlich im WSW-ONO-Bruch gegen Plesch d'Inaz zn erkennen.

Der Mendoladolomit wird auf der rechten Seite des Saltriegehänges von einem augitporphyritischen Lagergang überlagert (vgl. S. 49, Fig. 4).

Die obere Kontaktfläche des Ganges ist mit verschiedenen Horizonten der Buchensteiner Schichten in Berührung.

Der Dolomit streicht in Talnähe N 30° O, doch dreht dieses Streichen gegen S in die Richtung ONO. In der Höhe von etwa 1440 *m* kommt eine steile Furche von der östlichen Terrasse, welche aus Augitporphyrit besteht, zum Weg herunter. An der Südseite der Runse steht eine gestörte Schichtengruppe an, welche Mendoladolomit, geschichtete Kalke oder gebänderte bituminöse Schiefer und Buchensteiner Knollenkalke umfaßt und im Verhältnisse zum Lagergang und zu den Schichtengruppen im N gesenkt wurde. Die Verwerfung hat die Richtung N 70° W.

Die Scholle im S ist jene, in der ein Gang von Augitporphyrit den Mendoladolomit und die hangenden Kalkschichten in der Richtung N 20° W durchbricht und in der Höhe von etwa 1550 *m* eine breite Furche einnimmt. Schmale, senkrechte Sprünge im Mendoladolomit und in den überlagernden bituminösen Schichten setzen sich nicht in den oberen Tuffen und Laven fort und sind vielleicht den Bewegungen der Ober-Buchensteiner Periode zuzurechnen. Am Westhang des Saltrietals, gegenüber diesem Vorkommen eines Porphyritganges im Mendoladolomit, steht eine beträchtliche Anhäufung von Palagonittuffen und Tuffporphyrit-Konglomeraten in der oberen Buchensteiner Gruppe an. Dies deutet wohl die ursprüngliche Fortsetzung einer mitteltriassischen Eruptionsspalte gegen W an, mit welcher lokale Krustenbewegungen in Beziehung standen.

Diese Scholle wird im S von einer anderen WNW-OSO-Verwerfung geschnitten, an deren Südseite die Schichten um etwa 20 *m* abgesenkt erscheinen.

Die Buchensteiner Schichten weisen schwache Faltungen auf, welche nur eine geringe Schichtenmächtigkeit ergriffen haben.

In den unteren Horizonten, welche stark von Porphyritlagergängen durchdrungen sind, zeigen sich häufig lokale Verschiebungen an horizontalen und geneigten Flächen, aber gleich den Faltungen sind sie veränderlich. Ein guter Aufschluß in Buchensteiner Knollenkalken ergibt eine Ablesung des Streichens von N 20° W und eines östlichen Fallens von 15°, allein das allgemeine Streichen verläuft in der Richtung WNW—OSO.

Bei etwa 1538 *m* Höhe, am Wege, bildet diese Scholle eine Südflexur mit Absenkung der Südseite; eine senkrechte Verwerfung durchsetzt die Flexur und ist nur an einer oder zwei Stellen sichtbar.

Die Schichten der Südscholle neigen sich nordwärts zur Verwerfung.

In der Bachrunse, bei der Brücke in 1440 *m* Höhe, liegen die Grenzhorizonte des bituminösen Dolomits und der gebänderten Schiefer beinahe horizontal auf Mendoladolomit. Gegen S, den Bach hinauf, bilden sie wieder eine steile

Flexur mit einem Streichen von NW gegen SO und einem Einfallen von etwa 35—40° gegen NO an der Nordseite und von 25° gegen SW an der Südseite. Sie werden überlagert von Knollenkalken und grünen Tuffen der Buchensteiner Gruppe.

Der Augitporphyrit hat in dieser Gegend eine weite Ausdehnung und ist gemeinsam mit den Buchensteiner Schichten in zwei Hauptflexuren verbogen, welche N 40° W streichen und die Buchensteiner Schichten gegen S emporheben. In der Bachrunse, in etwa 1560 *m* Höhe, sind die Schichten steil gegen SW verbogen, und der Augitporphyrit reicht im S einer Flexurverwerfung beinahe bis zum Bachbett. Eine andere Verwerfung und steile Flexur nach aufwärts bringt die Buchensteiner Schichten zu ihrem höchsten Ausstrich im Saltriebache bei 1580 *m*, unterhalb der Trojer Hütte, empor (Taf. V, Fig. 14).

Abteilungen des alpinen oberen Muschelkalks stehen an verschiedenen Stellen an.

Die Schichten sind in den höchsten Flexuren stark gekrümmt; sie markieren den gestörten Scheitel einer steilen Flexur südwärts gegen die Seiser Alpe und nordwärts mit flachen Einfallen gegen das Grödener Tal.

Die Ober-Buchensteiner Tuffe und Konglomerate werden von Mandelsteinlava überlagert, und auf dieser liegen auf der Terrasse der Seiser Alpe beim Beginn der Bergschlucht gleichförmig harte, dunkelblaue, plattige Kalke mit ganz geringer Beimischung von Tuff, als fossile Reste verkohlte lange Pflanzenstengel und Blätter enthaltend, ähnlich den Fossilien, welche in den gutbekannten „*Corrara*-Pflanzenschiefern" in den unteren Wengener Horizonten aufgefunden wurden.

Dort bemerkt man am Kontakt keine Zeichen von Störung und keine Gangbildung in den Felsen. Die Kalke gehen nach oben in tuffige Mergel über, welche noch Pflanzenreste enthalten, und wenige Fuß höher stehen typische, dunkle Schiefer mit guten Exemplaren von *Daonella Lommeli* an. Das Streichen der Wengener Schichten ist N 25° W, das Einfallen 15° WSW.

Dieselbe ungestörte Aufeinanderfolge von Wengener Schichten setzt sich auf dem Melaphyr rings um den Ursprung der Schlucht und auf die Westhänge des Saltrietaleinschnittes fort.

Sie steht in deutlichem Gegensatz zur zerquetschten und gestörten Beschaffenheit der Lava an ihrer Basis, wo diese auf Tuffen und Ober-Buchensteiner Schichten liegt.

In einer Reihe von Aufschlüssen entlang dem Westgehänge des Saltrietales bemerkt man kräftige Scherung und Glättung der Lava, welche mit geringer Diskordanz auf gefalteten oder geklüfteten Verbänden von Ober-Buchensteiner Tuffen, Tuffkonglomeraten oder Kalken liegt und sie durchbricht.

Diese Erscheinungen beschränken sich nicht auf die westlichen Berghänge. In jeder Seitenrunse, welche durch das Ostgehänge zum Saltrietal hinabzieht, findet man geglättete und gepreßte Stücke von augitreicher Lava, von knolligem oder plattigem Kalk in Überfluß, nur sind an den östlichen Hängen keine guten Aufschlüsse der entsprechenden Horizonte vorhanden, von welchen sie stammen.

Die zusammengedrückten Oberflächen entstanden durch Zusammenpressung der Schichten während der Schubbewegungen gegen W und infolge geringer Teilbewegungen, welche mehr im einzelnen die alten Kontaktzonen ergriffen und mancherlei Rekristallisationen und Umänderungen der Oberflächen bewirkten.

Die Verfasserin ist der Ansicht, daß diese Beschaffenheit das Vorhandensein mehrerer geringmäßiger, wenig geneigter Bewegungsflächen anzeigt, welche durch die Gehänge des Saltrietales hindurchgehen, wie solche in kleinen Seitenbächen sichtbar sind. Längs der ganzen Erstreckung der hohen Felswände vom Grödener Tale bis zu den steilen Flexuren in den Buchensteiner Schichten unterhalb der Trojer Senne sind die Spuren der allgemeinen Druckwirkungen vorhanden.

Die Wengener und Cassianer Schichten nehmen das hochgelegene Wiesenland im O des oberen Saltrietales, am Confinboden und an den Piz-Dauridel-Hängen zwischen dem Saltriebache und dem Plattkofel-Dolomitmassiv ein.

Ein guter Aufschluß von Wengener Schichten befindet sich nahe dem Porphyrit im O, dort wo der Bach von den Hängen des Piz Dauridel oder „Hohen Ecks" gegen das Saltrietal abfließt. Das Schichtenstreichen ist N 80° W, das Einfallen 20° gegen S.

Die braunen Tuffe mit fossilen Pflanzenresten werden von den dunkelblauen, gebänderten Schiefern mit *Daonella Lommeli* überlagert und das Streichen ändert sich infolge gering verdrehter Flexuren in eines von NW gegen SO oder von NNW gegen SSO; das Einfallen setzt flach gegen SW weiter.

Nun folgt eine Gruppe tuffiger Mergel voll von *Daonella Lommeli*, auf der wieder braune und olivgrüne Tuffe lagern. Ein wenig höher oben sind die Tuffe in eine Flexur verbogen, welche N 20° W streicht, und werden von vertikalen Cleavageflächen in der Richtung N 65° O geschnitten.

Die Felsen oberhalb dieser Flexur gehören zu den Cassianer Horizonten und umfassen Tuffbreccien, gelb verwitternde, fossilführende Cipitkalke und mergelige und dolomitische Kalke. Sie schließen eine dünne Lage von Mandelsteinlava ein. Sie biegen steiler gegen aufwärts und bilden den Rücken des Piz Dauridel (Hohes Eck).

Eine Gruppe von verkrümmten und eng zusammengepreßten Flexuren ist vorhanden; sie zeigen den Einfluß der Überschiebungsbewegungen am Plattkofel. Die Hauptflexur, ganz nahe am Plattkofeldolomitmassiv, streicht NNW und fällt gegen O ein. Die Felsen sind zerklüftet und von zahlreichen kleinen Brüchen in nordsüdlicher Richtung zerschnitten.

Es ist also — die gegen W gerichtete Zusammenpressung in den Horizonten der Wengener und Cassianer Schichten im W der Plattkofel- und Langkofelschubmasse erwiesen, und deren Streichen dreht zwischen den Saltriehängen und der Schubmasse aus N 80° W in ein solches von NW nach SO und von NNW nach SSO herum.

Die vertikalen Verwerfungen in der Richtung WNW—OSO, welche den Osthang des Saltriebaches im unteren Teile oder „Jendertale" schneiden, setzen sich quer über das Tal fort, doch ändern sie am Westgehänge ihre Richtung in eine ostwestliche. Ihr Verhältnis zur Umgebung ist dasselbe wie am Osthange, Absenkung im S der Verwerfungen. Die gedrängten Faltungen mit Aufbiegung der Buchensteiner Schichten am Oberlaufe des Baches klingen gegen W aus, doch tritt eine deutliche Flexurverwerfung mit Absenkung zur Seiser Alpe an ihre Stelle.

Die geologische Karte zeigt, daß die Zusammenpressung zwischen O und W hier in zweifacher Hinsicht wirkte: 1. sie trachtete die ganze Schichtengruppe der ostwestlichen Schollen mit Einschluß der O-W-Verwerfungen hier gegen W in einer Quersenkung einzubiegen, wobei 2. eine horizontale Verschiebung gegen N, respektive NNO entstand; aber die Schichten gaben dieser Bewegung in ungleichem Maße nach. Die Schichten, die Nordwand einer O-W-Verwerfung bildend, wurden gegen innen und unten in Form einer steilen Südflexur verbogen und jene der Südwand gegen außen und nordwärts bewegt. Die Verwerfungsfläche zwischen diesen Bewegungen wurde unter verschiedenen Neigungswinkeln gegen N, NW oder NO überkippt, in Abhängigkeit von der relativen Stärke der horizontalen Komponente im Vergleiche zur vertikalen, und dies änderte sich von Stelle zu Stelle.

Während dieser gegenseitigen Bewegungen wurde die ältere antiklinale Zone des Grödengebietes zerstückelt und lokal gegen N verschoben.

Wären hier keine nordsüdlichen Faltungszonen vorhanden gewesen, hätte der Stoß gegen N einfach nur eine Schuppenstruktur gegen N entlang der WNW-OSO-Antikline hervorgebracht. Aber die Bildung der Querbrüche und Querfaltungen verursachte lokale Ablenkungen und Unterbrechungen, welche lokale Verzerrungen der Bewegung hervorriefen. Östlich des Saltrietals war die Quersynkline bedeutend tiefer eingesunken wie die Quersynkline der Seiser Alpe an der Westseite. Übereinstimmend bildete sie im O die Basalmasse der Überschiebung von O her.

Zusammenfassung über das Saltrietal.

Die Hauptzüge des Saltrietales zusammenfassend, muß daran erinnert werden, daß das stratigraphische Hauptmerkmal in dem direkten Nachweise von dem Vorhandensein augitporphyritischer Gänge und Lagergänge in bedeutender Mächtigkeit nahe dem Grödener Tale besteht und in deren rascher Abnahme gegen S (S. 53). Die gefalteten Buchensteiner Schollen am Oberlauf des Tales zeigen sehr geringe Beimengungen von Tuff- oder Augitporphyrit der wenig feldspatreichen Varietät.

Die tektonischen Hauptzüge sind 1: das Vorhandensein mitteltriassischer Verwerfungen in den Lokalitäten der Gänge und Lagergänge; 2. die deutliche Knieflexur mit Streichen von WNW gegen OSO, deren Scheitel mit den stark gefalteten und verworfenen Buchensteiner Schollen im oberen Südteile der Bergschlucht zusammentrifft; 3. die Tatsache, daß die mächtigen Gänge und Lagergänge sich im N dieser Flexur befinden, wo diese ziemlich steil zum Grödener Tal abfällt, und die Schichten dann im N wieder gegen die Haupt-O-W-Verwerfung nördlich von St. Christina sich aufrichten.

Diese Gestaltung macht den gleichen Eindruck, wie die Verhältnisse in der mitteltriassischen Zeit, als die langen Eruptionsspalten des Grödener Gebietes eine submarine Störungszone bezeichneten und der Grund nördlich und südlich davon gehoben wurde. Die Hindeutung auf die mitteltriassischen Verhältnisse ist hier stärker als im oberen Teile des Grödener Tales gegen O, weil der westliche Teil von Querbewegungen und Überschiebungen weniger gestört wurde.

Die Pitzbachschlucht.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 6.)

Der Hauptzug in der Schichtenfolge ist hier wie im Saltrietale der absolute Beweis von dem Eindringen augitporphyritischer Lagergänge in die Mitte der Buchensteiner Schichten und außerdem das Vorhandensein von Mandelsteinlava in höheren Niveaus (S. 55).

Wenn man Pedratsch und den hohen Boden zwischen dem Saltrie- und Pitzbachtale von der Saltrieseite her ersteigt, leitet ein passender Weg durch die Felsecken aus Mendoladolomit zu der Ciule Senne am oberen Rande bei etwa 1590 *m* Höhe.

Das Streichen des Mendoladolomits ist N 40° O, das Einfallen 25° gegen SO und zeigt die Ostflexur gegen die Sankt-Christina-Störungen an. Bei Ciule sind die Felsen aus Mendoladolomit und die auflagernden Schichten um etwa 30 *m* gegen die Südseite einer O-W-Verwerfung abgesenkt. Es ist dies die Fortsetzung der Verwerfung an dem gegenüberliegenden Hange des Saltrie, südlich des mächtigen Porphyritganges.

Die Mendolafelsen werden gleichförmig von geschichteten Echinodermenkalken des oberen Muschelkalks und gebänderten und bituminösen Pflanzenschiefern überlagert, die nach oben in Buchensteiner Knollenkalke übergehen. Diese werden gegen die Nordwand hin von porphyritischen Lagergängen so unregelmäßig durchdrungen, daß es unmöglich wird, dies in die Karte einzutragen.

Z. B. in der Höhe von etwa 1645 *m* steht Augitporphyrit an; er umschließt einen großen Block von geschichtetem Buchensteiner Fels, welcher Knollenkalke mit grünen Tuffzwischenlagen enthält. Bei 1660 *m* steht die Hauptgruppe der Buchensteiner Knollenkalke mit Hornstein an und setzt sich bis zur Höhe von 1680 *m* fort. Dann kommt wieder ein

augitporphyritischer Lagergang von bemerkenswerter Mächtigkeit. Er wird von Tuff- und Porphyritbreccien überlagert und bei 1780 *m* steht eine gutgeschichtete Ober-Buchensteiner Gruppe von dunkelgrauen, tuffigen Schiefern und von Konglomeraten an, welche kantige und weniger kantige Einschlüsse von knolligen oder plattigen Kalken aufweisen und nach oben in Knollenkalke, reich an gelben Hornsteinen, übergehen.

Diese Gruppe überragt die lokale Anhäufung von Lagergängen und wird von diesen nicht durchdrungen.

Die Mandelsteinlava oberhalb der gemischten Schichtengruppe wird im W der Hartlhütten von Wengener Tuffen und tuffigen Schiefern überlagert, welche *Posidonia Wengensis* und verkohlte Bruchstücke von Pflanzenstengeln enthalten. Sie streichen N 25° O und fallen unter 15° gegen OSO ein. Auf diesen liegen mehr kalkige, dunkelgebänderte Kalke, in denen die Verfasserin *Protrachyceras Archelaus* und *Daonella Lommeli* fand. Diese Tuffe und Schiefer stehen längs einer O-W-Verwerfung an und sind an der Seiser Alp- oder Südseite abgesenkt.

Am Pitzbache sind die fossilführenden Schichten wieder beiderseits oberhalb der Mandelsteinlava bis zu 1825 *m* Höhe gut aufgeschlossen. Wenn man in der Bachschlucht gegen N absteigt, erscheinen die oberen Partien des Melaphyrs plattig. Bei 1780 *m* weisen die Felsen am rechten Ufer Pfeilerstruktur auf und sind nur wenig aus ihrer senkrechten Stellung geneigt; auf der linken Seite kann man dies in dieser Höhe nicht deutlich sehen. Etwas tiefer unten steht links Blockporphyrit an; rechts, unterhalb der pfeilerartigen Felsen, in einer Mächtigkeit von etwa 2 *m*, Lava, welche keine deutliche Blockstruktur zeigt.

Sie liegt auf hartem, blaugrauem, tufligem oder sandigem Kalk, welcher im unteren Teile stärker kristallin wird und etwa 1 *m* mächtig ist. Er enthält kleine Bruchstücke von Echinodermen. Diese dünne Lage geht gegen unten in ein Agglomerat von Tuff und Kalk über.

Die kalkigen Einschlüsse sind meist plattig und gebändert und unregelmäßig in eine grünliche, tuffähnliche Grundmasse eingelagert, welche mehr als die Hälfte des ganzen Gesteinsmaterials ausmacht. Sie ist härter als die kalkigen Bruchstücke und wittert in Hervorragungen aus. Unter den Einschlüssen befinden sich gelegentlich auch kleine, runde Gerölle von grünverwitterndem Melaphyr.

Die Grundmasse reagiert mit Säure kalkig und erscheint als ein Gemisch von sandigem und kalkigem Material gleich den Kalklagern oberhalb. Manchmal sind schwarze Glimmerblättchen darin enthalten. Einige Meter nach einer aufschlußlosen Stelle bilden die Agglomerate eine Reihe dickschichtiger Bänke — zusammen 5 *m* —, über welche der Bach in einem Falle stürzt. Die kalkigen Einschlüsse sind hier in parallelen Bändern angeordnet, und die harte Grundmasse macht viel weniger als die Hälfte aus. Sie ist im frischen Bruche mehr grau als blau, ganz kalkig und zeigt Neigung zu Schichtung. Im untersten Teile dieser Gruppe ist die Grundmasse dunkelgrau und bildet den Hauptbestandteil des Gesteins, welches verhältnismäßig selten kleine Gerölle enthält und reichlicher eingestreute Glimmerblättchen.

Der unterste Horizont befindet sich in zirka 1770 *m* Höhe. Die Schichten streichen N 70° W und fallen unter 25° gegen SSW ein.

Gegen NW, auf der linken Uferseite, liegen die Konglomerate deutlich höher als im Bachbette und sind auch mächtiger.

Es wurde bereits der Blockporphyrit erwähnt, welcher auf dieser Seite in bemerkenswerter Mächtigkeit auf den Konglomeraten liegt, während er auf der rechten Seite, wo die pfeilerförmige Lava ansteht, nur ein geringes Vorkommen darstellt.

Der Blockporphyrit ist typisch für das Eindringen der Lagergänge in der unmittelbaren Nachbarschaft, während die pfeilerförmige Lava hier einen Teil des Mandelstein Oberflächenergusses der höheren Schichtenfolge bildet.

Alle diese Beziehungen werden durch das Durchziehen einer Verwerfung erklärt, annähernd in der Richtung N 80° O, unmittelbar ober den Konglomeraten im Bachaufschlusse und mit Absenkung im S.

Sie verläuft in direkter Linie mit der Flexurverwerfung südlich der Hartlsenne, welche die Wengener Schichten absenkt und übereinstimmend in die Karte eingetragen wurde.

Die Konglomerate liegen auf blaßgrauen, dünnschichtigen, gebänderten Kalken, die etwa 4—5 *m* mächtig sind. Diese gehen nach unten in die Haupt-Buchensteiner Schichtenfolge von dickbankigen, plattigen Knollenkalken mit grünen Tuffeinschaltungen und reichlichen gelben Hornsteinen über, welche auf den bituminösen Horizonten des oberen Muschelkalks, auf dunkelroten, grauen, gebänderten und tonigen, eisenhältigen Kalken liegen.

Im Bachbette ist in zirka 1750 *m* Höhe eine Fläche horizontaler Bewegung zwischen der bituminösen Schichtengruppe und dem darunterliegenden Lagergang erschlossen (vgl. S. 56).

Der letztere ist ein wenig auf die Schiefer und Kalke aufgeschoben, und die Störungsfläche kann auf eine kurze Entfernung hin verfolgt werden.

Der Lagergang nimmt dann gegen N massive Verhältnisse an. Der Kalk oberhalb desselben streicht N 55° W und fällt unter 45° gegen SW, und verschiedene Horizonte treten in Kontakt mit dem Lagergang. Diese zeigen auf einige Zentimeter vom Kontakt Veränderungen; sie sind marmorisiert, ihre Farbe ist ganz verändert und sekundäre Mineralien sind vorhanden.

Der Lagergang dringt in die Buchensteiner Schichten und erfüllt am Gehänge den Teil zwischen dieser höheren Kontaktzone und dem unteren Kontakt. Er hat durch sein Eindringen augenscheinlich die zwei Schichtengruppen getrennt und jenen Teil der Schichtengruppe aufgehoben, welcher nun sein Dach bildet. Oberhalb des Pissadoigrabens liegt er in 1650 *m* Höhe auf verschiedenen Horizonten von Buchensteiner Schichten und oberem Muschelkalk und auf Mendoladolomit. Diese Stelle wird ganz vom Gestein des Lagerganges eingenommen und entspricht der Lage nach genau der Scholle in der Saltriebachschlucht, wo der porphyritische Gang etwa 30 *m* weit in den Mendoladolomit

eindringt. Die Richtung vom Pitzbachaufschluß zu jenem des Saltriebaches ist N 80° W, welche wahrscheinlich nur wenig von der ursprünglichen Richtung der Zone der Eruptionsspalten abweicht.

In dem Teile des Pitzgehänges von 1750 zu 1650 *m* ist in den Buchensteiner Schichten der Westhänge eine gegen N gerichtete Flexur aufgeschlossen. Diese ist wieder in den Buchensteiner Horizonten in 1650 *m* Höhe nahe dem Pissadoigraben zu sehen, wo diese unter 20° gegen N einfallen. Näher am Graben ändern sie ihre Inklination und biegen scharf aufwärts, wo sie dasselbe Südeinfallen annehmen wie die ganze Schichtenfolge der unteren Felsen, durch welche der Pitzbach eine Schlucht geschnitten hat und über welche er als Wasserfall hinabstürzt.

Die Schichten der Felsen des oberen und unteren Muschelkalks streichen N 80—85° O, fallen mit 35° gegen S. Weiter gegen W nimmt der Fallwinkel auf 40—45° zu. Wenn man den Weg über den Rücken auf der Westseite verfolgt, erreicht man bei zirka 1635 *m* Höhe die Ober-Werfener Horizonte. Bei 1620 *m* steht der Gastropodenoolith an und wenige Meter tiefer die Seiser oder Unter-Werfener Schiefer und Kalke, reich an *Pseudomonotis*-Arten und mit glimmerigen Oberflächen. In einem schmalen Aufschlusse findet man rote Schiefer, und in 1565 *m* Höhe sind rötliche, mergelige Kalke und graue, glimmerige Schiefer dazwischengeschaltet. Die Seiser Kalke setzen sich in die unteren Abstürze über dem Grödentale fort.

Die Pitzberg-Zickzackverwerfung.

(Vgl. Taf. XXIII, Prof. 6.)

Die Untersuchungen der Verfasserin der Pitzberg- und Schgagulhänge gegen die Seiser Alpe beweisen das Vorhandensein einer bisher unbemerkten Verwerfung zwischen dem Augitporphyrit im N und den Cassianer Schichten im S. Sie ist im W des Pitzberges gegen die Heißböck-Hütte und den Puflsgraben gut aufgeschlossen. Gleich östlich der Hütte stehen Mandelsteinlava und Wengener Schichten an, letztere mit deutlichen Anzeichen von Störung.

Sie werden von Cassianer Mergeln und mergeligen Kalken überlagert, welche *Cidaris*-Stacheln und gelegentlich kleine Brachiopoden und Bivalven führen *(Cassianella decussata* usw.*)*. Diese werden im N gegenüber der Lava abgeschnitten. Ein wenig höher, am Bache östlich Heißböck, unterhalb zwei Hütten in 1800 *m* Höhe, stehen die Horizonte der tuffigen und kalkigen Breccien an und enthalten eine Anzahl dickschaliger und größerer Bivalven, die für die *Pachycardia*-Tuffe charakteristisch sind. Das Streichen dieser Schichtengruppe ist N 40° O, das Einfallen flach ostwärts.

Wenn man sich von diesem Punkte gegen den Bergkamm im NO wendet, trifft man auf aufgerichtete Unter-Cassianer Horizonte, und auf die *Pachycardia*-Tuffe trifft man erst wieder, nachdem man eine Terrasse in etwa 1900 *m* Höhe erreicht hat.

Die Cassianer Schichten streichen N 80° W, und sie fallen unter 50° gegen S. Hier sind keine Anzeichen eines Bruches zwischen den unteren Cassianer Horizonten und den *Pachycardia*-Tuffen bemerkbar. Der Wechsel in der Lagerung wird durch horizontale Scherungsbewegungen innerhalb der Schichtengruppe verursacht.

Am Rücken streichen die unteren Horizonte der Cassianer Schichten gegen die Lava und sind längs einer Verwerfungslinie von NO gegen SW scharf abgeschnitten. Diese Verwerfungslinie zieht zur Kammlinie unmittelbar im N, fast parallel mit dem Wege, der vom Bache bei 1780 *m* Höhe, nahe Heißböck, zum Pitzberggipfel ansteigt.

Bei 1940 *m* tritt eine Verschiebung der Verwerfung ein. Die Cassianer Schichten werden von der Lava sowohl im O wie im N durch eine geringe Querverwerfung in der Richtung NW—SO mit Absenkung im W abgeschnitten. Die Hauptverwerfung wurde gemeinsam mit den Schichten verschoben. Die Cassianer Schichten streichen N 65—70° O und neigen sich unter 25—30° gegen SSO. Gleitungen treten auf, und enge Faltungen sind in den darunterliegenden Schichtenbändern verschieden kräftig ausgebildet. Die Hauptverwerfung ist eine geneigte Verwerfung, welche unter einem Winkel von 70° gegen SSO einfällt. Die Buchensteiner Schichten unterhalb des Melaphyrs und die Schichten in der nördlichen Verwerfungsscholle streichen N 75° W und fallen mit 45—55° südwärts.

Im O der Querverwerfung erheben sich die Gesteine sehr rasch. Die *Pachycardia*-Tuffe und Cipitkalke der oberen Cassianer Horizonte kommen an der Hauptverwerfung, die sich gegen NO fortsetzt, in Kontakt mit Melaphyr. Die Felsen nördlich der Verwerfung bilden eine steile Flexur mit Streichen von NO nach SW und umfassen hier die gemischten Tuff- und Kalkkonglomerate der Ober-Buchensteiner Horizonte. In deutlichem Kontrast zu diesen stehen die dicken Bänke der grau und orange verwitternden hohen Horizonte des Cipitkalks, voll von *Cidaris*-Stacheln und in manchen Horizonten mit einer abwechselnden Fauna des Ober-Cassianer Typus.

Bei etwa 2070 *m* Höhe des Kammes verschiebt wiederum eine Querverwerfung, N 30° W, die Hauptverwerfung gegen S und setzt sich in genauer O-W-Richtung fort. In dieser Gegend befindet sie sich im S des Pitzberggipfels, welcher ganz aus Melaphyr besteht. Dann biegt die Verwerfung scharf in die NW-SO-Richtung um, und nach und nach werden untere Horizonte von Cassianer Schichten, dann Wengener Schichten und die obersten Lavalagen südlich der Verwerfung gegenüber den massigen Porphyritfelsen des Gehänges von der Schgagulhütte zum Pitzgraben abgeschnitten.

Sie trifft in der Pitzbachschlucht auf die Verwerfungen zwischen Pitzbach und Saltriebach, welche bereits beschrieben wurden (S. 209). Die Cassianer Schichten im Wiesengebiet südlich der Verwerfung gegen Col dal Fill weisen eine Anzahl enger Faltungen auf, welche von NO nach SW verlaufen.

Die Lava des Pitzberggipfels ist feinkörnig und amygdaloidal; etwas unterhalb des Gipfels zeigt sie auf der Nordseite Pfeilerstruktur, ist grobkörniger und enthält große, wohlausgebildete, schwarze Augite. Heulandit und andere sekundäre Mineralien bilden hier gewöhnliche Vorkommen. Die Lava liegt auf einem Verbande der Ober-Buchensteiner Plattenkalke, der Tuff- und Porphyritkonglomerate. Diese kann man am besten sehen, wenn man von der Seite des Puflsgrabens her die Untersuchung unternimmt und vom unteren Porphyrit zu den Konglomeraten aufsteigt. Der untere Porphyrit tritt in grober Blockstruktur auf.

Aus obenstehender Beschreibung erkennt man, daß die geneigte Verwerfung zwischen den Cassianer Schichten und der Lava nicht einfach als eine normale Verwerfung mit Absenkung im S aufgefaßt werden kann. Streichen und Fallen sowie der Ausstrich der Verwerfung sind für diese Erklärung zu unregelmäßig. Einige Hilfe erhält man, wenn man die Geologie hier mit jener des Saltrietales und mit der allgemeinen Form der Knieflexur dort vergleicht, die von WNW nach OSO streicht und nach S einfällt.

Diese Faltenform wird von mehreren Verwerfungen in der Richtung O—W oder WNW—OSO geschnitten. Diese vereinigen sich im Gebiete des Pitzbaches und die Verwerfung, welche sich gegen W fortsetzt, ist die geneigte Verwerfungsfläche am Pitzberg. Die ganze Faltenform ist hier zwischen O und W verengert als Ergebnis horizontaler Verschiebungen, sowohl von Über- und Unterschiebungen wie solchen zwischen den Schollen beiderseits. Die Verwerfung selbst wurde gegen N gedrängt.

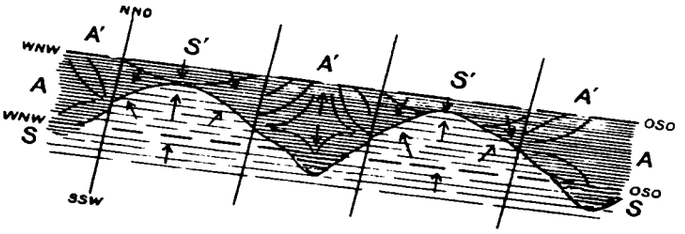


Fig. 35. Schematischer Grundplan des N-Randes der Seiser Alpe. A = Antiklinale; S = Synklinale der älteren WNW-OSO-Faltung; A' S' .. = Reihe von Antiklinalen und Synklinalen der NNO-SSW-Faltung. ↗ Die Pfeile zeigen die Richtung der differentialen Gleitbewegungen der Schichten samt den darin befindlichen Brüchen an, welche von der Querfaltung betroffen wurden.

Die Wengener und Cassianer Schichten der Seiser Alpe oder Südscholle wurden mit der Verwerfung gemeinsam gegen N gedrückt und liegen als lokaler Schubkeil auf den verschiedenen Horizonten älterer Schichten, welche die Nordscholle oder den antiklinen Scheitel der ursprünglichen Faltenform bildeten. Diese älteren Horizonte wurden nach innen und unten verbogen, im entgegengesetzten Sinne zur Bewegung der Schichten der Seiser Alp-Scholle gegen außen und oben.

Die lokalen Auswirkungen ändern sich von Stelle zu Stelle, da die Überkippung der Verwerfungsfläche und die Intensität der Zusammenpressung nicht übereinstimmen. Augenscheinlich war die Bewegung im wesentlichen torsional, da die Schichtenzone in der Gebirgsmasse zwischen Pitzberghang und Saltrietal sich über das ganze Gebiet hin verschieden benahm. Die horizontale Verschiebung der Cassianer Schichten gegen N war z. B. am Pitzberg-Westhang ganz bemerkenswert und nahm, soweit man urteilen kann, gegen das Saltrietal hin ab, während die Cassianer Schichten von Pitzberg nach SW durch die Seiser Alpe sichtlich im Vergleich zu ihrer Lage im O synklinal eingefaltet waren.

Die Verschiebungen können auf die Querbewegungen zurückgeführt werden, welche in der Seiser Alpe einer Reihe von NNO-SSW-Antiklinen und -Synklinalen die Gestaltung gaben (vgl. Fig. 35). Unter der queren Zusammenpressung erhielten die gefalteten Schichten hier sowie in den bereits beschriebenen Lokalitäten des oberen Grödener Tales die Tendenz zur Verschmälerung quer zur alten Streichrichtung und zur Ablenkung gegen die neuen Faltungen mit Ausbildung schräger Falten. Diese kamen später neu hinzu und verdrehten die alten Falten.

Die Differentialbewegungen in den Schichten zwischen Saltrietal und Pitzberg-Westhang scheinen am lebhaftesten gewesen zu sein und komplizierte Brüche in jener Randzone verursacht zu haben, wo die Laven und Lagergänge südwärts schmächtiger werden und an diese die sanfteren und nachgiebigeren Schiefer und Mergel der Wengener und Cassianer Serien der WNW-OSO-Synkline grenzen.

Wenn wir auf der geologischen Karte dem ganzen Verlaufe der Zickzackverwerfung folgen, welche durch die Randzone an der Nordkante der Seiser Alpe schneidet, bemerken wir, wie sie aus dem oberen Saltrietale zum Pitzberg in der Richtung SO—NW durchzieht, dann im W in die NO-SW-Richtung übergeht, vom Puflsbache nahe Heißböck wieder von SO nach NW verläuft und bei Moadl ihre Richtung nochmals in die nordost-südwestliche ändert.

Lassen wir für den Augenblick den Abschnitt bei Moadl außer acht, so zeigt die „Krümmung", welche oben vom Pitzberge beschrieben wurde, dieselben Grundlagen der Querdeformation, welche in bezug auf die Sorafreinahänge angenommen wurden (S. 196, Fig. 33).

Im Falle des Pitzberges kann man sehr deutlich erkennen, wie die Verschiebung der Verwerfungsfläche nordwärts verbunden ist: 1. mit einem Hinüberdrehen der Verwerfung in eine mehr und mehr überkippte Lage; 2. mit lokaler Unterschiebung der Schichten der Antiklinalscholle im N gegen S und 3. mit Überschiebung gegen N der Schichten der parallelen Synklinalscholle im S.

Das Puflatschgebirge.

(Taf. XXIII, Prof. 7 und 8.)

Der untere Puflatsch.

Die Wengener Schichten, welche unterhalb Heißböck anstehen, sind viel schmächtiger entwickelt als die Schichten desselben Alters im Gebiete von Saltrie und St. Christina. Bei Heißböck streichen sie im allgemeinen N 70° O und fallen gegen SSO ein; der Inklinationswinkel wechselt von 25° zu 40°. Die Cassianer Schichten im Seitenbache westlich Heißböck fallen unter 40—45° gegen SSO ein. Diese steile Flexur ist die Fortsetzung der Pitzbergflexur

und kann gegen W auf die Hänge von „Unter-Puflatsch“ (Jeiderschwaige) verfolgt werden. Die Flexur wird von Lava mitgemacht, welche Wengener Schichten unterlagert. Ein geringer Bruch in ostwestlicher Richtung geht beim Zusammenflusse der Bäche westlich Heißböck durch die unteren Cassianer Schichten. Er ist in die Karte nicht eingetragen, da er nur einer von einer Anzahl kleiner Abscherungsbrüche ist. Das Streichen ändert sich in ostwestliches und nordost-südwestliches; das Fallen bleibt südwärts.

Wo die Wengener Schichten im S in Kontakt mit der Pitzbergverwerfung treten, biegt diese scharf aus ihrem NO-SW-Ausstrich zur NW-SO-Richtung an der Puflatsch- oder Westseite der Puflsschlucht um. Sie durchsetzt dort verschiedene Varietäten von Augitporphyrit und kann durch Druckerscheinungen und Gleitflächen in den Felsen verfolgt werden. Sie bildet die Ostgrenze des Unter-Puflatsch-Gehänges (Jeiderschwaige), wo die Karte „Moadlsenne“ verzeichnet. Die Nordgrenze wird durch eine stark gestörte Verwerfungsfläche zwischen dem Melaphyr im S und den Cassianer Schichten im N bestimmt.

Die Cassianer Horizonte der Mergel, Tuffe, kalkigen Breccien und Cipitkalke werden nacheinander gegen die Lava hin abgeschnitten. Nahe an der Verwerfung sind sie stark zerschnitten oder parallel zur Verwerfung in der Richtung N 60° O in enge Falten gelegt. Am Unternonn-Eck liegen sie ungleichförmig auf zerquetschten und verbogenen Wengener Schichten, in welche augitporphyritische Lagergänge eingeschaltet wurden. Diese Gruppe ist nahe der NO-SW-Verwerfungsfläche steil aufgerichtet und verbogen.

Die Verwerfungsfläche neigt sich unter einem Winkel von 75—80° gegen S. Sie ist die Fortsetzung der Pitzbergverwerfung, welche hier eine andere Krümmung erlitten hat. Die südliche oder Seiser Alp-Scholle schließt hier die Lava in Unterlagerung zu den Wengener Schichten ein, dagegen wurde sie in der Nordscholle nordwärts auf die Cassianer Schichten hinaufgedrängt.

Der Vorgang ist derselbe wie am Pitzberge, obwohl hier ältere Gesteine auf jüngere geschoben wurden, im genauen Sinne einer Überschiebung.

Ein merkwürdiger Einbruch befindet sich bei den Moadlhütten in der Bahn der Schubbewegung, wo die geneigte Verwerfung von einem nordsüdlichen Querbruche geschnitten wird und ein dreieckiger Verwerfungsblock im O eingesenkt wurde.

Die Puflatschalpe.

Die drei Hauptgipfel des Puflatsch befinden sich auf der Nordseite der hohen Terrasse, welche die Puflatschalpe bildet. Ihre Höhen sind 2142 *m*, 2174 *m* und 2102 *m*. Mojsisovics zeichnete auf seiner Karte im N des Gipfelrückens die Absenkung einer Scholle ein, welche sich aus den gleichen Gesteinen wie die Alpe zusammensetzt. Er trug die Verwerfung in der Richtung N 75° O ein und identifizierte sie mit der O-W-Verwerfung quer über den Puflsgraben mit Absenkung im N, welche Richthofen bereits vorher festgelegt hatte.

Die geologische Karte, welche diesem Werke beigegeben ist, stimmt bezüglich des genauen Verlaufes der Puflsverwerfungsfläche im Detail nicht ganz mit jener von Mojsisovics überein, und es ist wünschenswert, einige von den Unterschieden darzulegen. Mojsisovics trägt den Mendoladolomit als geschlossenes Band quer über die Schlucht in der Nordscholle ein, in Kontakt mit dem Bellerophonkalk der Südscholle. Eigentlich ist der Mendoladolomit auf zwei Gebiete beschränkt, auf den Culatsch-Felsen im O der Puflsschlucht und auf den Schnurlsteighügel im W. Im dazwischenliegenden Gebiete stehen nächst der Verwerfung in der Nordscholle meist Ober-Werfener Schichten an. In der Südscholle sind die Werfener Schichten längs einem Streichen N 75° O aufgewölbt und fallen nordwärts gegen die Verwerfung ein. An den höheren Hängen ist ihr Einfallen flach SSO. Der Wechsel in der Richtung der Verwerfung aus ONO—WSW in OSO—WNW vollzieht sich auf der Puflatschseite in dem Graben unterhalb der Hauptbergrutschungen der Wand. Mojsisovics trägt diese Ostwand des Puflatsch als ungestört ein, aber sie wird von zwei vertikalen O-W-Brüchen zerschnitten, welche die Schollen im S absenkten.

Das Schichtenstreichen ist in der Ostwand im allgemeinen ein ostnordost-westsüdwestliches, aber in den höheren Teilen des Puflatsch kommen kleine Faltungen vor, die von WNW gegen OSO streichen.

Die Puflsverwerfung verläuft von ihrem Ausstriche im Puflsgraben bis zum Schnurlsteig in der Richtung NNW—SSO; dort ändert sie diese wieder in die Richtung NO—SW, etwa N 55° O, und die abgesenkten Schichten im N weisen nahe der Verwerfungsfläche scharfe Krümmung und Scherung auf. Sie wurden gegen S verbogen, während jene im S aufgehoben wurden. Das Ergebnis war eine Aufschiebung der Untertrias und des Muschelkalks gegen den Augitporphyrit der Nordscholle längs einer steil geneigten Fläche. Der Inklinationswinkel ist hier sehr steil, annähernd 75—80° südwärts.

In der Nordscholle wird der Augitporphyrit von Palagonittuffen und Tuffkonglomeraten überlagert, dann von Ober-Buchensteiner Kalkkonglomeraten, von dunklen Schiefern und einem anderen Lagergange. Die Verwerfungsfläche hat in diesen höheren Horizonten der Schichtenfolge eine weniger steile Neigung, 65—70° gegen S, und ihr gegenüber steht im S der untere Augitporphyrit an, eine Linse von Ober-Buchensteiner Konglomeraten enthaltend, dann Tuffe und Mandelsteinlava. Der Sprung der Verwerfung nimmt also gegen W ab. Sie wurde von der Verfasserin in den Werfener Schichten weiter gegen W hin nicht mehr verfolgt.

Diese Verwerfungsfläche in der Nordwand des Puflatsch zeigt der Hauptsache nach dieselben Drehwirkungen wie die weniger geneigte Verwerfungsfläche am Gehänge zur Seiser Alpe.

Beide bedeuten die Auslösung von Querpressungen in einer schon gestörten und gefalteten Gebirgsmasse und die Entwicklung von torsionalen Bewegungen gegen N.

Die Richtung der ältern Verwerfungen scheint eine ostwestliche gewesen zu sein.

Das Maximum der Schubwirkungen, verbunden mit Verschiebung gegen N und mit Überkippung, trat an der Pitzbergverwerfung im S des Gipfels (2108 *m*) ein. Diese Lokalität befindet sich innerhalb einer NNO-SSW-Synklinalzone quer zur Seiser Alpe, im späteren Faltungssystem, welches sich südlich durch das Schlerngebirge in den mittleren oder am stärksten gesenkten Teil des Gebirges, „Schlernalpe" genannt, fortsetzt.

Die Westseite des Puflatsch.

(Taf. XXIII, Prof. 8.)

Auf der Westseite der Puflatschalpe steht eine gleichförmige Schichtenfolge von unterer Trias, unterem Muschelkalk, alpinem oberen Muschelkalk, Buchensteiner Schichten und Augitporphyrit an.

Die unteren Horizonte des Mendoladolomits und der darunterliegende Muschelkalk weisen horizontale Kluftflächen auf, welche die Schichtungsflächen unter geringem Winkel schneiden und augenscheinlich Flächen differentialer Bewegung waren, doch sind sie nur für eine kurze Strecke bemerkbar und verschwinden dann, um einer anderen Gruppe in wenig verschiedener Höhe Raum zu geben. Sekundäre Mineralien sind häufig an den horizontal zerschnittenen Oberflächen ausgebildet, welche gewöhnlich Furchen und Rillen zeigen.

Weiter südlich ist an einer dieser Flächen Mendoladolomit für eine kurze Strecke auf die jüngeren Horizonte des oberen Muschelkalks, auf Kalk und dunkle bituminöse Schiefer geschoben. Die Schiefer wurden zu einer holzkohlenartigen Masse zerquetscht und von den Bauern als Heizmaterial abgegraben. Dieser Aufschluß liegt am G'statsch Wege in zirka 1530 *m* Höhe. Die schmale Schubfläche streicht N 60° W und fällt unter 20° gegen NNO ein. Sie schließt als Teil der lokalen Störung seitlich eng an die NNW-SSO-Verwerfung an.

Das allgemeine Streichen der Schichten am Westhange des Puflatsch ist N 75°—80° W. Sie sind längs dieser Richtung aufgewölbt, von der Mitte des Gebirges an etwa mit einem Nordeinfallen von 40—50° und einem Südeinfallen von 30°. Sie zeigen also dieselbe Hauptflexur, welche durch den Nordrand der Seiser Alpe verfolgt wurde.

Die Tuffe auf der Puflatschterrasse sind in der Richtung N 50° O in eine Anzahl schmaler Querfalten gelegt und auch die Buchensteiner Horizonte des Westgehänges sind hin und wieder gefaltet. In Zusammenhang mit der Querbewegung entstanden in diesen Horizonten Abscherungsgleitungen. Gegen S nehmen die NO-SW-Faltungen die ausgeprägtere Form zweier Flexuren an, die von Flexurverwerfungen geschnitten werden. Diese können infolge der Vegetationsdecke nicht durch die Puflatschalpe gegen O verfolgt werden, allein da beide gegen SO abgesenkt erscheinen, ist es ganz wahrscheinlich, daß sie sich durch die Alpe hin bis zu den O-W-Verwerfungen fortsetzen, die am östlichen Berghange aufgeschlossen sind.

An der Westseite des Puflatsch ist Quercleavage und enge Faltung parallel zur NNO-SSW-Richtung der Verwerfungen sehr gut entwickelt, und es zeigt sich hier eine deutliche Aufrichtung aller Serien der älteren Trias zu einer Antiklinalflexur im W von Unternonn. Das allgemeine Schichtenstreichen schwenkt an dieser Westseite des Berges aus der WNW-OSO-Richtung in die nordost-südwestliche, und die Schichten fallen einwärts zur Seiser Alpe. Als Ganzes kann der Puflatsch als zusammengesetzt aus drei staffelförmigen Schollen beschrieben werden, die N 80° W streichen. Von N gegen S können diese im besonderen bezeichnet werden als die Sankt-Michael-Scholle; die Puflatschalp- oder Moadl-Scholle, welche von mehreren Verwerfungen geschnitten ist; die Scholle von Jeiderschwaige oder Unter-Puflatsch, welche als aufgerichtete Scholle von der Seiser Alpe im S her gegen N gedrängt wurde.

Die Westseite der Seiser Alpe.

(Taf. XXIII, Prof. 8.)

Die Wengener und Cassianer Schichten und die unterlagernde Lava der Scholle des unteren Puflatsch bilden am Westende des Hügels eine steile Flexur mit Inklination von 40—45° gegen SO. Sie streichen in der Richtung NO—SW quer über die Hänge des Frombaches. Mächtiger Moränenschutt bedeckt auf eine weite Erstreckung den Boden. Bei einem Bachübergange unterhalb „Frommerhaus" befindet sich ein großer Granitblock, welcher wohl von den Hochalpen herabgebracht worden ist. Oberhalb von Frommerhaus wird das Streichen der Wengener Schichten sehr veränderlich. Eine Flexur im Bachbette nahe dem Frommerhause zeigt ein Streichen N 85° W und fällt mit 50—55° gegen S ein. Ein wenig weiter westlich streichen die Cassianer Schichten N 30° O und fallen unter 12° ostwärts. Aus zahlreichen Ablesungen kann geschlossen werden, daß hier das WNW-OSO- oder fast genaue O-W-Streichen gegen die NNO-SSW-Richtung dreht, eine Torsion ähnlich jener am Puflatsch.

Die Wengener und Cassianer Schichten südlich des Frombachs streichen an einer nordsüdlichen Störungsfläche gegen die schwarzen Tuffe und den Mandelsteinaugitporphyrit der Frombachschlucht. Die Verwerfung kann nach S verfolgt werden. An ihrer Ostseite werden die Wengener Schichten von Unter-Cassianer Schichten überlagert, dann folgen die Ober-Cassianer Horizonte der Tuffe mit *Pachycardia rugosa* und sehr schöne Aufschlüsse fossilführender Mergel und Cipitkalke (Taf. XXIII, Prof. 8).

An der Westseite, nahe dem Frombache, steht ein sehr schmaler Keil von schwarzen eruptiven Tuffen der Unter-Wengener Horizonte an. Die darunterliegende Lava bildet dann den Spitzbüchl-Rücken, gegenüber welchem die Cassianer Schichten längs der Verwerfung abgeschnitten sind. Die Verwerfungsfläche ist geneigt, da Schollen von Cassianer Schichten sich gegen W ungleichförmig und gestört auf der Lava fortsetzen.

Diese Erscheinungen hier bestätigen die Beweise, welche für den nördlichen Teil der Seiser Alpe erbracht wurden, daß die Wengener-Cassianer Schichtengruppe in großem Ausmaße anders bewegt wurde als die unterlagernde Lava.

Die Verwerfungsfläche im W der Cassianer Schichten beschreibt zwischen Spitzbüchl und Esel einen scharfen Winkel und dreht in die Richtung von NW gegen SO. An ihrer Westseite beginnen die schwarzen Tuffe der untersten Wengener Horizonte, sich wieder der Verwerfung zu nähern, und sie werden von braunen Tuffen, tuffigen Schiefern und Mergeln mit verkohlten fossilen Pflanzenstengeln und Blättern überlagert.

Auf dem hohen Boden streichen sie N 55° W. Das Einfallen wechselt, da schmale Falten steil auftauchen und verschwinden, doch ist es meist ein solches von 45° NO.

Die Verwerfung kann zwischen den gestörten Unter-Wengener Horizonten und den verschiedenen Horizonten der Cassianer Schichten bis zu den Lafreider Hütten verfolgt werden.

Dort biegt sie mehr in die WNW-Richtung ein und geht ganz in die Cassianer Schichten des Wiesenlandes über. Die Wengener Schichten bei den Lafreider Hütten zeigen sich als dunkle Schiefer mit *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis;* einige guterhaltene Reste von Pflanzenstengeln wurden aufgefunden. Die Schichten weisen ein allgemeines Streichen N 75° W auf und fallen flach gegen N ein, obwohl wir auch hier enge Faltungen in der Richtung N 15° W haben und Überkippung gegen W mit Einfallen von zirka 30° gegen O vorhanden ist. Wir haben hier ein Eck heftiger Torsion vor uns, wo unter flachen Winkeln Teilverschiebungen eintraten.

Diese Verwerfungsfläche durch den Spitzbüchl oder die Westseite der Alpe gleicht jener, welche sich am Pitzberge als Abscherungsfläche hauptsächlich zwischen den Laven und den weicheren Schichten der Synklinale ausbildete. Sie steht in Zusammenhang mit der Fläche der Jeiderschwaige und des Pitzberges und zeigt, daß die Bewegung der Schichten der Synklinale nach außen rings gegen den Nord- und Westrand während der Querpressung Platz griff. Diese Verwerfung zwischen der Westwand und den Cassianer Schichten der Alpe kann in den Ober-Cassianer Horizonten der Cipit(Tschapit)alpe nicht festgelegt werden. Der Boden wird mit Ausnahme einiger Rutschungen von Wiesen verdeckt. Anderseits ist kaum zu bezweifeln, daß sie durch die Gumerdun-Hänge ziehe, da auf der Ostseite der Alpe bei Partschott eine Reihe ostwestlicher Verwerfungsflächen von verschiedenem Senkungsbetrag auftreten und die Schichtenstörungen wahrscheinlich einigermaßen zusammenhängend waren.

Die jähen Felsen, die auf der Westseite von der Seiser Alpe zu den Hängen von Bad Ratzes abfallen, sind nicht ohne eigene horizontale Kluft- und Bewegungsflächen. So weit, als es möglich ist, die Felsen der Westhänge zu untersuchen, wurde der Nachweis gewonnen für deutliche, wenig geneigte Flächen in der Gruppe der Ober-Buchensteiner Schichten und am Kontakt des Lagerganges oberhalb der Knollenkalke der Hauptgruppe der Buchensteiner Schichten. Die höhere Fläche konnte auf einige Erstreckung hin gegen die Westseite von Spitzbüchl, ein wenig unter der Linie 1600 *m*, verfolgt werden. Sie schneidet durch die Tuffe und Kieselkalke der oberen Buchensteiner Horizonte, und diese sind geknetet und gepreßt, bald dünner, bald dicker entlang der Bewegungsfläche. Die Felsen sind an manchen Stellen beinahe ungangbar, an anderen von üppiger Vegetation dicht überwachsen. Die Aufschlüsse, welche trotzdem zugänglich sind, zeigen, daß die Schichten in bedeutendem Ausmaße an den Wirkungen der gegen W gerichteten Pressungen teilgenommen haben.

Das Streichen der Buchensteiner Knollenkalke ist in der Westwand N 55° O, das Einfallen 15° SO. Das allgemeine Streichen verläuft etwas mehr gegen NNO, etwa N 35°—40° O. Es läßt sehr deutlich den Einfluß der Querbewegung erkennen. Westwärts, gegen Kastelruth und Tisens, breitet sich das weite Plateau aus permischem Quarzporphyr aus (vgl. S. 1). Der Erguß der permischen vulkanischen Gesteine folgte in diesem Teile der Alpen dem Streichen der „Judikarienlinie". Sie erstrecken sich in nordsüdlicher oder NNO-SSW-Richtung. Ihr Vorhandensein als eine große widerstehende, horst-ähnliche Masse in der Erdkruste westlich der Gebiete von Ober-Gröden und Fassa hat augenscheinlich auf die Systeme horizontaler Pressung zurückgewirkt, welche die faltenden Bewegungen der kretazeischen und tertiären Aufrichtung in den Ostalpen dort hervorbrachten.

Hier z. B. erklärt der Widerstand, welcher im W während der querfaltenden Bewegungen der letzten Perioden geleistet wurde, die horizontale und vertikale Zerstückelung der alten WNW-OSO-Falten und die fächerförmige Verdrehung der Schollen gegen NW und SW.

Wo auch die Bedingungen der gegen W gerichteten Pressung sehr gleichmäßig weiterwirkten, nachdem eine Ablösung der in den Schichten vorhandenen Spannungen durch Querstreckung erfolgt war, mußten sich Schubscherung, Ablenkungen und Schuppenstruktur ergeben, wie dies vom Grödener Gebiete gezeigt wurde.

Die geologischen Erscheinungen auf der Westseite der Seiser Alpe beweisen unbestreitbar Krümmung im Streichen der Falten, der Verwerfungen und Cleavageflächen in einem Bogen gegen W.

Diese Krümmung ist verbunden mit dem Vorhandensein einer deutlich umgrenzten Antiklinal- oder Aufrichtungszone älterer Schichten im W der Alpe, welche als eine von mehreren NNO-SSW (zirka N 30° O)-Antiklinalen und -Synklinalen zur alten WNW-OSO-Faltung neu hinzugekommen ist.

Diese letzte Bewegung wird gegenwärtig von gewissen Geologen als Teil der dinarischen Bewegung aufgefaßt, welche sich in den südöstlichen Alpen ausgedehnt und in einem System nordwest-südöstlicher und nordnordwest-südsüdöstlicher Falten ausgedrückt hatte.

Während die Veröffentlichung des vorliegenden Werkes im Gange war, erhielt die Verfasserin von Herrn Dr. Winkler, Mitglied der Geologischen Bundesanstalt in Wien, einen Abdruck seiner Arbeit über diesen Gegenstand.[1]

Seine Arbeit liefert für das Ostgebiet der Alpen Bestätigung für die Auflagerung der dinarischen Falten, welche hier von NW gegen SO ziehen, auf das ältere alpine System und für Torsionaldeformationen, welche daraus folgten.

Im Osten entspricht die spätere NW-SO-Faltung in den Dinarischen Alpen der NO-SW-, resp. NNO-SSW-Faltung im Dolomitengebiet. Diese Faltung in den Dolomiten stimmt in der Richtung mit dem Faltungssystem im Judikariengebiet weiter im W, und darum hat die Verfasserin, nachdem sie diese Faltung in den Dolomiten erkannte, dafür den Namen „Judikarien" benützt.[2] Zugleich hat sie den bogenförmigen Verlauf von den Dolomiten über N herum nach der NW-SO-Richtung in den Dinarischen Alpen klargelegt und die Deformationen mit den „Peri-Adriatischen Bogen" identifiziert. Dr. Winkler nennt die NW-SO-Bewegung „dinarisch".

Es wird nicht als erwiesen angesehen, daß der sogenannte „Peri-Adriatische Bogen" auf die Aufprägung der dinarischen Bewegung auf die älteren Falten zurückzuführen sei, doch ist es sehr interessant zu sehen, wie diese Arbeitsrichtung in den alpinen Forschungen Boden gewinnt. Gerade in der anscheinend wenig gestörten Seiser Alpe kann man für eine weite Strecke mit einem Streichen von NO gegen SW rechnen, obwohl die fundamentale Faltenform die einer Synkline in der Richtung N 75° W ist.

Die Ostseite der Seiser Alpe.

Die Cassianer Schichten der Cipitalpe („Tschapiter Kühweide" auf der Karte) und am Gehänge von Gumerdun streichen N 75—80° W und fallen gegen N ein. Sie stehen also im S der ostwestlichen Synkline der Seiser Alpe an. Am „Grünserbühel", welcher im O der Cipithänge zu einer Höhe von 2173 *m* ansteigt, streichen die Cassianer Schichten von NO nach SW und fallen unter zirka 25° gegen NW ein. Am Nordwesthange dieses Hügels überlagert Schlerndolomit die Ober-Cassianer Schichten.

Da am Goldknopf das Streichen demjenigen des Grünserbühels ähnelt, erscheint es unmöglich, daß am Grünserbühel der Schlerndolomit anstehe und am Goldknopf fehle, ohne daß eine Störung vorhanden sei. Die Verfasserin schließt deshalb auf eine Fortsetzung der O-W-Verwerfung von Partschott mit ihrer Absenkung im N westwärts zwischen Grünserbühel und Goldknopf.

In den Cassianer Schichten im S des Goldknopfs lassen sich eine Reihe von Flexuren beobachten, die anscheinend mit den Verwerfungsschollen im O, am Alplrücken, übereinstimmen.

Der Alpl-Rücken erstreckt sich von den „Roßzähnen" und „Platten", der Ostseite des Schlernmassivs, gegen N. Das Vorkommen geringer Verwerfungen an diesem Rücken wurde bereits beschrieben; sie können eine kurze Strecke gegen W verfolgt werden, dann ist das Gelände verdeckt (Taf. X, Fig. 38).

Die Cipitkalke und Mergel am Nordabhange der Roßzähne werden von zwei O-W-Verwerfungen mit Absenkung nach N durchsetzt. In der Nordscholle ist das Streichen von ONO nach WSW gerichtet, das Einfallen ist zirka 30° NNW. Diese werden zwischen Wiedner und Goldknopf wieder von einer ostwestlichen Flexurverwerfung geschnitten. Die älteren Tuffbreccien und *Pachycardia*-Horizonte sind in der Nordscholle an dieser Verwerfung aufgestellt, und an den Osthängen von Goldknopf wurden manche wohlerhaltene Versteinerungen aufgefunden.

Diese Verwerfungen sind an und für sich geringe Störungen, gleichwohl lassen sie wie auf der Nordseite die Segmentation der WNW-OSO-Synklinale durch ostwestliche Verwerfungen und die Veränderlichkeit im Streichen der Falten jeder Scholle erkennen.

Die neuen Falten bildeten sich hier in den Richtungen WSW—ONO, SW—NO und SSW—NNO aus. Diese Verhältnisse bleiben nordwärts bis Danetzer dieselben, dann ändert sich das Streichen der neuen Falten in die Richtung NW—SO. Am Bache, der von Partschott herabfließt, streichen die Cassianer Schichten N 35° O und fallen unter 15° nach NW ein. Im nächsten großen Bache im N, im Tschaforn, sind die *Pachycardia*-Tuffe am linken Ufer, in etwa 1880 *m* Höhe, mit einem Streichen N 75° W und einem Einfallen 30° NNO aufgeschlossen. Auf der Nordseite des Baches sind die Schichten immer mit WNW-Streichen in einen Bogen gekrümmt, und nahe dem Col dal Fill kommen sie wieder zum Kamme hinauf.

Die diagonalen Streichrichtungen an dieser Ostseite sind auf die Querantikline in der Richtung NNO—SSW gleich östlich im Gebiete von Saltrie und Mahlknecht zurückzuführen. Das ähnliche Vorkommen sieht man zum Beispiel auf der Westseite der Querantikline im Torsionssystem des Fassatals (S. 276, Fig. 46).

Es folgt aus den obenbeschriebenen Verhältnissen, daß die Seiser Alpe eine syklinale Form sowohl in NNO-SSW- wie in WNW-OSO-Richtung aufweist und ein „Becken" mitten in kreuzenden Deformationen vertritt (vgl. S. 192, Fig. 30).

[1] Winkler, Literaturliste (Wien 1924).

[2] Ogilvie Gordon, Literaturliste (London 1899).

Die Nordhänge des Schlerns.

(Taf. XXIII, Prof. 8 und 9.)

Der Übergang der Fazies auf der Nordseite des Schlerns gegen die Seiser Alpe wurde vollständig beschrieben und mit demselben die wichtigste tektonische Gestaltung dieses Hanges (S. 64).

Der Schlern als Ganzes streicht von WNW gegen OSO; er fällt auf der Nordseite gegen N, auf der Südseite gegen S ein und hat damit übereinstimmend die allgemeine Form einer weitgewölbten Flexur. Die Verfasserin verbindet diesen Grundzug mit dem von WNW nach OSO verlaufenden System von Deformationen und ist der Ansicht, daß der Beginn dieser faltenden Bewegung, soweit als die Hauptstörungslinien daran beteiligt sind, in die mitteltriassische Zeit zu verlegen sei. Sie brachte eine Anzahl von Überlegungen vor, welche darauf hinweisen, daß die Eruptionsspalten der Ober-Buchensteiner Zeit nahe dem Schlern an seiner Nordseite in westnordwest-ostsüdöstlichen Linien verliefen und an der Südseite der Spalten sich zu jener Zeit eine Hebungsterrasse befand (S. 112, Fig. 17).

Die Verwerfungen, welche in der Ober-Buchensteiner Zeit das Gebiet der kalkig-dolomitischen Fazies vom Depressionsgebiete der Eruptionsspalten trennten, sind nicht mehr zu sehen, die Spalten von Lava- und Kluftagglomeraten verstopft und von den Tuffen und Ablagerungen der Seiser Alpe zugedeckt. Wenn man annimmt, daß die Tuffe und Laven sich im Einbruchsgebiet anhäuften, dann dürfte man erwarten, in der älteren Trias, welche die Ober-Buchensteiner Schichten unterlagert, alte Spalten oder Brüche zwischen dem mitteltriassischen Einbruchsgebiet und der submarinen Schlernterrasse zu finden, auf welcher sich der Dolomit ausbildete.

Die Verfasserin forschte nach Beweisen dieser Art. Sie fand in den älteren triassischen Felsenhängen des Frötschbaches keine Unterbrechung. Dagegen aber weisen die Reste von Werfener Schichten gleich im W sehr gestörte Lagerung auf. Es gibt auch andere Andeutungen für abnormale Verhältnisse gleich am Nordfuß des Schlerndolomits. An jener Stelle, wo der Fazieswechsel aus Ober-Buchensteiner Tuffen und Laven zu Dolomit einsetzt, befindet sich eine schmale gegen N gerichtete Flexur der Knollenkalke der Buchensteiner Gruppe und des Mendoladolomits, und wenn man diesen Horizonten gegen W folgt, trifft man auf eine deutliche Fläche von Abscherung und Ungleichförmigkeit. Der Schlerndolomit liegt auf unregelmäßig mächtigen Buchensteiner Schichten, ist steil verbogen und mit allen Zeichen von Störung gegen verschiedene Horizonte der Buchensteiner Schichten aufgepreßt (Taf. XXIII, Prof. 9).

Die Buchensteiner Kalke fallen unter 45—55° nach SO ein; sie sind stark verdreht und zerschnitten. Der Schlerndolomit fällt in deren Nähe unter 60° gegen N. Der Dolomit ist in zwei Gewölbeflexuren mit einem Streichen N 80° O verbogen und in der unteren der beiden stellen sich die nordfallenden Schichten an der Kontaktfläche mit den Buchensteiner Kalken senkrecht auf. Die dolomitischen Mergel der höheren Buchensteiner Horizonte nehmen die Wölbung der unteren Flexur ein. Diese Störung liegt in einer Linie mit dem Kontakt der eruptiven Felsen und der Buchensteiner Schichten weiter östlich und bezeichnet wahrscheinlich eine alte Fläche von Schwächung, an welcher nachträglich Teilbewegungen sich einstellten. Indem die ursprünglich sanft geneigten Hänge mit dem Faziesrand aufgebogen wurden, ergaben die Faltungen den scharfen, jähen, riffähnlichen Rand am nordwestlichen Eck. Wenn man die Fläche gegen W verfolgt, werden die zerquetschten Buchensteiner Schichten an manchen Stellen viel schmaler. Am Eck, wo die Schlernfelsen sich südwärts wenden, liegt viel Schutt, doch im Dolomit sind die Cleavageflächen und Risse oft gekrümmt und weisen polierte Pressungsoberflächen auf.

Es ist ganz klar, daß die lokalisierten Störungsflächen auf die differentialen Widerstände an der Basis des Schlerndolomits im Verhältnisse zu den darunterliegenden Gesteinen zurückgehen. Die Flächen verlaufen an manchen Stellen fast horizontal mit den Schichten oder sind mit den Schichten in gefalteten oder steilgestellten Gruppen aufgerichtet.

Es scheint, daß sie sich im allgemeinen während der Bewegungen entwickelten, und manche wurden aufgebogen, als die Zusammenpressung sich verstärkte. Zugleich aber liegt es nahe, diese schwächere Stelle in der Erdkruste, ursprünglich mit den alten vulkanischen Vorgängen in mitteltriasischer Zeit, die sich in der schwankenden Zone nördlich des Schlerns entwickelt haben, in Beziehung zu bringen.

Wenn man die Westwand des Schlerns in der Nähe des „Schlerngrabens" untersucht, zeigen sich auf der Terrasse oberhalb des Buchensteiner Knollendolomits ähnliche Erscheinungen.

Die Buchensteiner Schichten weisen gleichförmiges WNW-OSO-Streichen auf und fallen flach gegen NNO ein, der Schlerndolomit hingegen ist weniger regelmäßig gelagert und zeigt Neigung zu Querfaltung in der Richtung NNO—SSW.

Der Schlerndolomit des „Jungen Schlerns" und der Westseite des Schlerns wird von senkrechten Cleavageflächen in der Richtung N 10—15° O zerschnitten. Diese fallen mehr in die Augen als jene in den Richtungen ONO—WSW und WNW—OSO und deuten auf Auswirkung der Krustenpressungen in östlichen und westlichen Richtungen.

Die Basis des unteren Muschelkalks befindet sich an der Westseite unterhalb des Schlerngrabens in 1400 *m* Höhe, am Völser Bach gegen N bei 1360 *m*, und in der nördlichsten Wand unter der Santner-Spitze in 1300 *m* Höhe. Dieser Unterschied drückt das Nordabfallen der Gewölbeform des Schlerns als Ganzes aus, während der Scheitel des Gewölbes flach und weit ist.

Das Vorhandensein dieser Flexur wird also auf der Nordwestseite durch den deutlichen Unterschied in der Lage der Werfener Schichten angezeigt, deren Aufschlüsse in die Karte eingetragen wurden.

Unglücklicherweise sind keine zusammenhängenden Aufschlüsse vorhanden. Der beste Aufschluß befindet sich in der Seiser Klamm, wo die Ober-Werfener Horizonte, unregelmäßig streichend und einfallend, bei der 1400-*m*-Isohypse anstehen, mit Einfallen nach N zur 1200-*m*-Linie absteigen, worauf sie unter Schutt verschwinden. Ein kleinerer Aufschluß im O zeigt sie in beiläufig gleicher Höhe mit einem Streichen WNW—OSO und einem Einfallen nach N. Diese scheinen zur allgemeinen Nordabdachung zu gehören, welche in den ganzen Schlerndolomitfelsen auf der Nordseite des Schlerns in Erscheinung tritt. Trotzdem ist eine Aufrichtung der Gesteine gegen W ebenfalls entwickelt.

In den Felsen südlich des Frötschtales stehen die Ober-Werfener Schichten bei 1340 *m* an, an der höchsten Stelle der Nordflexur, allein das wirkliche Streichen der Schichtenfolge ist NO—SW und das Einfallen 25—30° gegen SO.

Dies setzt sich als allgemeines Streichen auf der Seite von Bad Ratzes, der Westwand der Seiser Alpe, fort. Dieser Zusammenhang der NNO-SSW-Hebungszone im W von Schlern und Seiser Alpe gibt klar betonten Ausdruck für die Faltung in der Richtung NNO—SSW und für die Ablenkung der älteren Falten in diese Richtung.

Anderseits nehmen die Verwerfungen des Seiser Alpgebietes, wenn man sie westwärts zu dieser Stelle verfolgt, an Bedeutung ab.

Das Dolomitgebiet von Schlern und Grasleiten.

Das Schlernplateau.[1]

(Taf. XXIII, Prof. 8).

Der Hauptzug der Tektonik ist im Schlern unzweifelhaft die WNW-OSO-Verwerfung zwischen den Raibler Schichten des Hochplateaus und dem Schlerndolomit des Nordhanges, welche vom verstorbenen Prof. Rothpletz aufgefunden wurde.[2] Am mittleren Gehänge unterhalb der Schlernalpe, wo der Touristenweg ansteigt, streicht der Dolomit N 50° W und fällt unter 30° nach NNO ein. Bei zirka 2240 *m* Höhe weicht der grauweiße, poröse, hochkristalline Schlerndolomit den höheren Felsen aus gutgeschichtetem, mehr bräunlich und orange verwitterndem Dolomit.

Der gut geschichtete Dolomit wird überlagert von einem flacher geneigten Gesimse, an welchem dunkle, erdfarbige oder olivgrüne Mergel und Tuffe eingeschaltet sind zwischen schmalen Dolomitlagen. Dies Gesimse aus weicheren Gesteinen setzt sich westwärts nur bis zum „Gamssteig" fort, welcher Name einer schmalen Dolomitleiste unterhalb des Burgstalls gegeben wurde.

Oberhalb dieses, in der Schlernalpe, steht in unregelmäßiger Mächtigkeit wohlgeschichteter Dolomit an, der von ONO nach WSW streicht und flach gegen NNW einfällt. Das Streichen ändert sich ostwärts sehr rasch, wird fast genau ostwestlich, die Felsen sind verschiedenartig verbogen und sehr geklüftet.

Die Verwerfungsfläche schneidet durch dieses Felsband, das in Wirklichkeit mit der scharfen höchsten Kante der Nordabstürze des Gebirges zusammenfällt. Der gestörte, geschichtete Dolomit wird auf der hohen Terrasse von einer Schichtenfolge von Raibler Sandsteinen, Mergeln und Kalken überlagert (vgl. S. 145).

Wenn man der Verwerfung nach O folgt, sieht man, wie verschiedene Horizonte an der Fläche in Kontakt treten, teilweise wegen des Unterschiedes im Streichen der zwei Schollen, teilweise wegen geringer Flexuren in der Richtung NNO—SSW, welche die Raibler und Dachsteinschichten auf der Schlernterrasse beeinflußt haben. Gegen den Roterdgipfel im O ist die Verwerfung scharf abgegrenzt; hier ist eine Hebung des Schlerndolomits im N vorhanden gegenüber nordeinfallenden Raibler Schichten und Dachsteindolomit.

Rothpletz folgte der Verwerfung gegen W nicht mehr; er dachte, sie schneide durch den Gamssteig. Die Verfasserin fand dagegen, daß die WNW-OSO-Verwerfung sich nicht längs des Rückens gegen W fortsetze, sondern an der Querverwerfung haltmache. Sie erkannte eine Verwerfungsfläche in der Seiser Klamm, im W des Gebietes des Petzgipfels, mit Fortsetzung zwischen Burgstall und dem Gipfel und Absenkung der Gipfelscholle. Sie folgte der Verwerfung ostwärts durch die Raibler Schichten bis zur Querverwerfung auf der anderen Seite, auf welcher ein wenig weiter gegen N, am Plateaurande, die WNW-OSO-Verwerfung aufgeschlossen erscheint.

Sie betrachtete deshalb die Gipfelverwerfung als die ursprüngliche Fortsetzung der Terrassenverwerfung, welche an einer vertikalen NNO-SSW-Verwerfung nach S verschoben worden war.

Die Verfasserin zeigte diese Verwerfung dem seither verstorbenen Prof. Rothpletz und einer Anzahl seiner Studenten auf einer Exkursion, welche sie mit diesen im Jahre 1911 zum Schlern unternommen hatte. Es war dies die erste Gelegenheit, welche sich ihr darbot, ihre diesbezüglichen Beobachtungen und die Fortsetzung der zwei Querverwerfungen durch den Schlern in nordsüdlicher und in der Richtung NNO—SSW nach S bis zum Tschamintale bekanntzugeben. Ihre Karte des Schlerngebiets wird erst mit dieser Arbeit veröffentlicht, obwohl sie schon damals bereit war.

[1] Der höchste Punkt im Westteile des Schlernplateaus befindet sich im Dachsteindolomit nördlich des „Schlernhauses". Er führt den Namen „Petzgipfel" (2564 *m*), doch wurde dieser Name in die Karte des Alpenvereins, welche für die geologische Begleitkarte die Grundlage bildet, nicht eingetragen.

[2] Rothpletz, „Querschnitt durch die Ostalpen", 1894.

Die NNO-SSW-Verwerfung zwischen dem Gipfelgebiete und der mittleren Scholle der Schlernalpe soll weiter beschrieben werden.

Im O der Verwerfung, auf der Seite der Schlernalpe, stehen auf der Terrasse die Raibler Mergel und tiefroten Sandsteine an.

Sie streichen N 75° W und fallen mit 20° südwärts. Nahe der Verwerfung beugen sie sich flach gegen diese, sind zerklüftet und verdreht. An der Westseite biegt der geschichtete Dolomit vom Gamssteig-Rücken, unterhalb des Punktes 2446 *m* in der Karte, im Bogen gegen die Verwerfung um.

Am Gehänge des Gamssteiges streicht der Schlerndolomit N 80° W und fällt unter 25—30° gegen Norden ein, während der geschichtete Dolomit an dieser Stelle der hohen Terrasse N 28°—30° W streicht und in zwei Flexuren verbogen ist. Die Raibler Schichten sind mit dem Dolomit gefaltet und werden von horizontalen Scherflächen und vertikalen Cleavageflächen durchsetzt. Letztere haben die Richtung N 50° W. Wenn man der NNO-SSW-Verwerfung durch das Gebirge folgt, bemerkt man, daß die Schichtenflexuren ganz ein Merkmal der westlichen Scholle bilden, während am Südgehänge eine seitliche Verschiebung der Raibler Serien, des geschichteten Dolomits und der Tuffe aufgeschlossen ist.

In der Petzgipfelscholle, im N der WNW-OSO-Verwerfung, sind die Schichten viel stärker gestört als im S. Sie sind unter wechselnden Einfallswinkeln gegen S aufgerichtet, und in den höheren Horizonten der Raibler Schichten unter dem Dachsteindolomit des Burgstalls entwickelten sich horizontale Gleitflächen. Die Mächtigkeit der Raibler Schichten beträgt hier nur 12 bis 15 *m*.

Die Südscholle, welche den Dachsteindolomit des Petzgipfels (2564 *m*) umfaßt, ist an der Verwerfung abgesenkt. Im W des Gipfels streichen gestörte Raibler Schichten an der Verwerfungsfläche gegen den Schlerndolomit der Nordscholle. Es ist zweifelhaft, ob die Verwerfung weiter westlich durch den Schlerndolomit der Seiser Klamm fortsetzt, doch ist der Dolomit sehr zerklüftet und die Risse und Cleavageflächen sind an der Fläche, welche in der begleitenden geologischen Karte gegen WNW fortgesetzt erscheint, geglättet. Die dicken Dolomitbänke fallen in der südlichen Scholle gegen NW ein und flach gegen S in der Nordscholle.

Das Hauptmerkmal der Gipfelscholle im S ist das flache Einfallen der Schichten und deren ungestörte Lagerung. Dies wurde bereits in Zusammenhang mit der Beschreibung von der Entwicklung der Raibler oder Schlernplateauschichten dieser Scholle ausgeführt. Die Schichten im S der Verwerfung, in der nächsten östlichen oder Schlernalp-Scholle, zeigen mehr Anzeichen innerer Pressung an den zahlreichen zerschnittenen und polierten Oberflächen der Raibler Schichtenfolge. Hier haben wir deutliche Flexuren in der Richtung von ONO gegen WSW, während in der Gipfelscholle die Cleavageflächen und Flexuren von NW gegen SO verlaufen.

Der Ostteil des Gebirges gegen den Roterd-Gipfel bildet einen starken Kontrast infolge der Steilstellung des Schlerndolomits an der Nordseite der Verwerfung und der Verschmälerung der Terrasse.

Die wirkliche Höhe des Schlerndolomits am Roterd-Gipfel (2656 *m*) ist etwa 100 *m* höher als jene des Dachsteindolomits am Petzgipfel an der Westseite des Gebirges. Der Schlerndolomit fällt unter 40° gegen NW ein. Das Streichen in der Richtung NO—SW und Einfallen gegen NW sowie die Hebung im O zeigen, daß „Roterd" und „Platten" zu den verschobenen Schichten in der Nähe der von NNO nach SSW gerichteten antiklinalen Hebung des Mahlknechtgebietes gehören (s. Fig. 32).

In den roten Sandsteinen mit *Sphaerocodia* und in den eisenhaltigen Mergeln der Raibler Schichten im S der Verwerfung ist das Streichen N 80° O, das Einfallen 20° N. Die N-S-Verwerfung zwischen der Schlernalpe im W und Roterd im O senkt die westliche Scholle. Die mittlere oder Schlernalpscholle bedeutet deshalb eine Einsenkung sowohl von O wie von W her und hebt das Durchstreichen der späteren NNO-SSW-Synkline durch dies Gebiet in einer Linie mit ihrer Lage am Pitzberg, in der Nordwand der Seiser Alpe (S. 211) hervor.

Die Tierser Alpe.

(Taf. XXIII, Prof. 10; Taf. X, Fig. 35, 36).

Die Fortsetzung der WNW-OSO-Verwerfungsfläche ist an dem Tierser Alpweg unterhalb des Roterdgipfels im S gut aufgeschlossen. Der Dolomit im N ist ein weißer, kristalliner Fels, stark zerklüftet, und bildet an der Verwerfung eine lotrechte Wand. Eine grobe Schichtung, welche N 60° O streicht und mit 30° nordwärts einfällt, ist gut sichtbar. Auf der Südseite ist das Gestein ein mehr rötlicher Dolomit, gefärbt durch Infiltration aus den darüberliegenden eisenhaltigen Raibler Schichten, sein Streichen ist beinahe ostwestlich.

Vom Roterd-Gipfel zieht die Verwerfung gegen O weiter, durch die Tierser Alpe. Während der Exkursion, welche bereits erwähnt wurde, erhoben sich unter den anwesenden Geologen einige Zweifel, ob Prof. Rothpletz mit seiner Annahme der Teilung der Verwerfung in zwei Zweige recht habe. Nach seiner Meinung setzte sich die Hauptverwerfung auf der Nordseite der Alpe genau ostwärts fort, während eine geringere Verwerfung auf der Südseite nach OSO abzweigen sollte. In beiden Fällen hielt er dafür, daß die Tuffe der Tierser Alpe vom Schlerndolomit des Roterd-

gipfels im N und von den Felsen des Hühnerstands im S abgetrennt seien. Zum Teil stimmen die Beobachtungen der Verfasserin mit dieser Ansicht überein, obwohl im W die Tuffe konkordant auf dem Schlerndololomit des Hühnerstands liegen.

Als die Verfasserin diese Gegend kartierte, verfolgte sie genau die Tuffzonen von ihrem Ausgange auf der Tierser Alpe an, wo sie am mächtigsten entwickelt sind, bis zu ihrem Auskeilen im W. An den Hörnern der „Roßzähne" auf der Nordseite der Tierser Alpe werden die Felsen des Schlerndolomits unterlagert von **1.** bräunlichen und ziegelroten dolomitischen Breccien mit Porphyriteinschlüssen, welche abwärts übergehen in **2.** Lagen dunkelgrüner, mit Cipitkalken vermischter Melaphyrtuffe; darunter **3.** in dunkle Tuffe mit Blöcken von Cipitkalk.

Diese Horizonte können mit den hohen Niveaus auf der Nordseite der Tierser Alpe deutlich identifiziert werden. Das Streichen ist N 55° W, das Einfallen etwa 25° NNO. Die Cipitkalke setzen sich als untere Horizonte in der Schlerndolomitwand von den „Roßzähnen" beinahe bis zur Hirtenhütte (2390 *m*) im W fort.

Im Osttefle der Alpe wird keine wirklich deutliche Verknüpfung zwischen dem hohen Bande der Cassianer Schichten und den dunkeln Tuffen und Laven sichtbar, welche über das weite Wiesenland der Alpe ausgebreitet sind. Letztere sind in der Bachrunse im Winkel zwischen dem Weg zum Molignonpasse und den vorspringenden Dolomitfelsen der Alpenplatten gut aufgeschlossen.

In der untersten Gruppe sind eisenhaltige Tuffe in schlackenartige und verkrustete Tuff- und Porphyritbreccien eingeschaltet.

Sie fallen mit 10—15° flach nordwärts. Über diesen bildet am linken Bachufer ein stark eisenhaltiger Mandelsteinmelaphyr einen Rücken (vgl. S. 79). Seine Mächtigkeit beträgt etwa gegen 40 *m*, und gegen oben wird er schlackenartig und porös. Die Lava wird von braunen, erdigen und eisenhaltigen Tuffen überlagert, in deren höhere Horizonte schmächtige Lagen von Cipitkalken eingeschaltet sind.

Diese Gruppe kann mit jenen Gesteinen identifiziert werden, welche den unterhalb der „Roßzähne" in der Richtung WNW—OSO vorspringenden Rücken bilden. Dort liegen sie konkordant unter den höheren Cassianer Tuffen und Kalken, welche bis zum Schlerndolomit hinaufreichen.

Auf der Tierser Alpe ist dies nicht der Fall. Die Lava und der auflagernde Tuff mit braun und gelb verwitternden Cipitkalkbänken kann gegen W über den höchsten Teil der Alpe hin verfolgt werden, und am Westgehänge wird ein Horizont nach dem anderen längs einer Störungszone abgeschnitten.

Auf der Nordseite der Tierser Alp-Störung nehmen die Mergel und Cipitkalke die Basis der Schlerndolomitwand der „Roßzähne" ein.

Bei der Hirtenhütte im W der Tierser Alpe steht die Lava der Tierser Alp-Scholle im S längs der Verwerfung in Kontakt mit den Mergeln der Nordscholle. Die gestörten Schichten an der Verwerfung bilden die genaue Fortsetzung der nördlichen und südlichen Schollen.

Die Südscholle bildet die Tierser Alpe, und die Tuffe und Tuffbreccien unter der Lava haben im südöstlichen Teile ihren Hauptaufschluß.

Sie weisen eine gegen NNO abfallende Flexur auf.

Die Serien liegen ungleichförmig auf gestörten Lagen von Schlerndolomit, und die jüngeren Horizonte der eruptiven Serien treten gegen die Alpenplatten im O in Kontakt mit dem Dolomit.

Der unterlagernde Schlerndolomit weist verdrehtes Streichen und Fallen auf. Das Einfallen, das im allgemeinen gegen N ist, biegt im westlichen Abhang des „Bärenlochs" in ein nordwestliches und im O in der Nähe der Alpenplatten in ein nordöstliches um.

Diese Veränderlichkeit im Einfallen stimmt der Lage nach mit der Hebung im O überein, welche der NNO-SSW-Antiklinalform des späteren Faltungssystems zuzuschreiben ist. Dies wurde auf den voranstehenden Seiten dieser Schrift bezüglich des Saltrie- und Mahlknechtgebietes und bis zu dieser gestörten Zone im Schlerndolomit behandelt. Die Verfasserin erklärt die Unregelmäßigkeiten zwischen den Tuffen und dem Schlerndolomit auf der Südseite der Tierser Alpe als Ergebnis einer Flexurverwerfung, welche sich an einem alten Faziesrande während der engeren Zusammenpressung und der Verbiegungen anläßlich der jüngeren Faltung lokal entwickelte. Im S dieser Verwerfung wird der Schlerndolomit konkordant überlagert von dunkeln, gebänderten Tuffen und feinen Tuffbreccien mit Einschlüssen von Geröllen und kleinen Brocken von Porphyrit; auch von schmalen, unzusammenhängenden oder nesterähnlichen Linsen von hellgrünem Tuff. Diese Schichtengruppe ist durchdrungen von schmalen Gängen eines rostig verwitternden oder hellgrünen, stark zersetzten Melaphyrs. Diese Gruppe von Eruptivgesteinen oberhalb des Dolomits dürfte den höheren Horizonten der Tierser Alpe entsprechen (S. 140).

Die Verfasserin trug diese Schichten trotzdem mit einer eigenen Farbe in die Karte ein, weil in denselben keine Fossilien vorkommen, auf Grund welcher man sie mit den fossilführenden Wengener oder Cassianer Schichten identifizieren könnte.

Am Ostgehänge der Tierser Alpe streichen die Tuffe und der Melaphyr gegen die jähen Schlerndolomitfelsen der Alpenplatten und sind dort an einer NNW-SSO- oder beinahe nordsüdlichen Verwerfung, welche die Alpe quert und durch die Roßzähne hindurchgeht, nach N verschoben. Die Tuffe sind eng gefaltet und zerschnitten und scheinen sich um die Basis der Dolomitenwand zu schlingen. Die NNW-SSO-Verwerfung zieht sich südlich durch das Dolomitgebirge.

Die West- und Südhänge des Schlerns.

Wenn man von Völs den „Schlerngraben"-Touristenweg hinansteigt, bemerkt man eine konkordante Reihenfolge von Werfener Schichten, unterem Muschelkalk, oberem Muschelkalk mit Mendoladolomit und den allerhöchsten kalkigen Lagen, von grünlichen Buchensteiner Schiefern und Knollenkalk, endlich von Schlerndolomit.

Hier besteht gewiß eine N-S-Flexur des Schlerndolomits mit westlichem Einfallen, welche anzeigt, daß die gleichartige, kristalline Dolomitmasse horizontal gegen außen auf bergeinfallende Buchensteiner Schichten gestoßen wurde. Die Buchensteiner Schichten streichen von WNW nach OSO und fallen flach nach NNO ein. Der Schlerndolomit ist im unteren Teile des Schlerngrabens in der Richtung N 15° O senkrecht zerklüftet.

Eine Flexur im Schlerndolomit mit demselben N-15°-O-Streichen kreuzt den Schlerngraben westlich von Violer Eck und Mittagskofel. Eine andere parallele Flexur steigt zum „Sessel" an und wird von der NNO-SSW-Verwerfung mit Absenkung nach O geschnitten. Diese Faltungen wurden nachträglich der Hauptrichtung des Streichens N 75° W aufgeprägt. Das Einfallen ist hier 12° bis 15° nordwärts.

Senkrechte Cleavageflächen und Risse in der Richtung N 70° W sind in den Felsen des Schlerngrabens entwickelt. Sie streichen aus der Richtung N 50° W nach W. Die Querklüftungen im Schlerngraben verlaufen manchmal gegen NNW, manchmal gegen NNO. In der Nähe der Querverwerfung zwischen der Gipfelscholle und der Schlernalpe sind sie veränderlicher.

Auf der Seite des Mittagskofels folgen die Schichten im Dolomit der Hauptstreichrichtung N 75° W, doch kommen lokale Flexuren vor, die auf der Ostseite der Querverwerfung von NW nach SO und auf der Westseite von NO nach SW verlaufen. Diese Veränderlichkeit beweist, daß die jungen, drehenden Bewegungen auch die Felsen des Schlerndolomits ergriffen haben.

Die Dolomitfelsen der Bärenfalle wurden bereits oben beschrieben (S. 155, 156). Das Streichen der Buchensteiner Knollenkalke ist N 55° W, und sie sind nahe an der Basis aus einem Einfallen von zirka 20° SSW zu einer plötzlichen Aufrichtung mit einem Einfallen von 35° gegen NNO verbogen. An der Flexur treten Gleitungswirkungen in Erscheinung und die auflagernde Dolomitmasse wurde auf eine Weise nach S gedrängt, daß Schichten mit SSW-Einfallen diskordant auf den unteren Horizonten der Buchensteiner Schichten liegen, welche nach NNO einfallen. Der Mendoladolomit und die unteren Horizonte der Trias fallen gleich den unteren Buchensteiner Schichten nach NNO ein.

Diese Bewegung wurde von einer parallelen Verwerfung begleitet, die Verwerfungsfläche blieb unter verschiedenen Inklinationswinkeln nordwärts geneigt. Die Hauptverwerfung trat in den Horizonten des Mendoladolomits ein, doch geringere Abscherungsverwerfungen kommen auch in den Buchensteiner Horizonten vor.

Weiter westlich liegt an der Verwerfung Augit-Porphyrit auf Mendoladolomit und an anderer Stelle Schlerndolomit direkt auf Mendoladolomit.

Die Erscheinungen der gestörten Beziehungen zwischen der älteren Trias und den dolomitischen Buchensteiner Fazies sind jenen auf der NW-Seite des Schlerns sehr ähnlich und deuten auf horizontale Differentialbewegungen des Schlerndolomits in Beziehung zu jenen.

Torsionswirkungen im Schlernmassiv.

Nun sollen noch kurz die allgemeinen tektonischen Verhältnisse, wie sie oben beschrieben wurden, zusammengefaßt werden. Das Schlernplateau zeigt die Form einer antiklinalen Falte, die von WNW nach OSO streicht, flach gegen S, steiler gegen N einfällt. Die nach N gerichtete Flexur wurde von einer Verwerfungsfläche geschnitten, deren Richtung zur Faltenform schräg, annähernd ostwestlich, verläuft. Die abgesenkte Scholle im S wurde transversal von einer NNO-SSW- und einer N-S-Verwerfung geschnitten, zwischen welchen die Schlernalpscholle gesenkt erscheint. Die Zerlegung in Querschollen stimmt mit den späteren Deformationen überein, welche in dieser Richtung über das Seiser Alpgebiet im N hinweggingen, aber die Verwerfungen selbst beeinflußten nur die abgesenkte Plateauscholle. Eine genauere Prüfung der Querverwerfungen zeigt, daß die Schichten der angrenzenden Schollen während der Verschiebung ebenso in nördlichen und südlichen Richtungen horizontal gegeneinander bewegt worden sind. Die geglätteten Oberflächen und deformierten Cleavageflächen zu beiden Seiten der Querverwerfungen sind in den engen Schluchten, durch welche sie sich weiter südlich fortsetzen, besonders gut aufgeschlossen. Die Verschiebungen und die Drehungen der Schichten sind am deutlichsten in der „Bärenfalle" zu sehen, im O des Mittagkofels, wo die NNO-SSW-Verwerfung in die Richtung NNW—SSO dreht und zugleich das WNW-OSO-Streichen im Schlerngraben oder im westlichen Teile im weitläufigen mittleren Teile des Massivs in die Richtung WSW—ONO umbiegt. Es wurde vorangehend auf das Vorkommen von zwei antiklinalen Faltenformen hingewiesen, welche man auf der Westseite, im Schlernplateau und Mittagkofel, unterscheiden kann, und auf die Depression im Schlerngraben und „Sessel" zwischen diesen. Wenn man der Mittagkofelfalte folgt, kann man ihr in der Richtung ONO auch unterhalb der Schlernalpe, bis in der Nähe der nächsten Querverwerfung, wo die Richtung OSO wird, nachgehen.

Auf der Ostseite dieser Querverwerfung zeigen die Dolomitschichten wieder ONO-Streichen und fallen gegen NNW ein, so daß nach und nach die älteren Horizonte gegen O ansteigen. Die Schichten werden hier an der OW-Verwerfung unterhalb Roterd abgeschnitten. Streichen und Fallen ändern sich beim Bärenloch, und gegen die Tierser Alpe hin streichen die Felsen des Schlerndolomits WNW—OSO und fallen gegen NNO ein.

Von den lokalen Abänderungen neben den Querbrüchen abgesehen, sieht man, wie die Antiklinalflexur des Mittagkofels aus ihrer WNW-OSO-Richtung an der Bärenfalle Querverwerfung umdreht und sich in einer WSW-ONO-Richtung im langen Mittelteile des Massivs fortsetzt, hierauf wiederum in eine WNW-OSO-Richtung beim Bärenloch herumbiegt. Das Fallen wird im O des Massivs, gegen das Bärenloch, bemerkenswert steiler und dort ist eine deutliche Zusammenpressung und Verschmälerung der Faltenform gegen O hin wahrnehmbar.

Aus der geologischen Karte ersieht man weiter, daß die Längsantikline des Schlerndolomits und der Raibler Schichten auf dem Schlernplateau in der westlichen Scholle sich verbreitert, gegen die Roterdspitze im O aber sich mit steilerem Einfallen verschmälert. Diese Form bietet also ein Beispiel für Fächerstruktur gegen NW und SW in horizontalem Sinne. Die Krümmungen der Falten gegen S sind am bedeutendsten in einer Lage, die mit der Fortsetzung der Seiser Alpe NNO-SSW-Depression übereinstimmt.

Die Querpressung gab also Anlaß zu seitlichen Verschiebungen des Schlerndolomits im Zickzack, wie sie bereits von Puflatsch und Pitzberg gezeigt wurden, aber hier gegen S. Eine Anzahl der oben dargelegten Beobachtungen lassen erkennen, daß die differentialen Kräfte im Felskörper sich hauptsächlich in jenen Horizonten auswirkten, wo Schlerndolomit auf der nachgiebigeren Gruppe des Buchensteiner Knollendolomits liegt, in welchem Mergel und die nächsten unteren mergeligen Serien der „Grenzzone“ oder höchsten Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks eingeschaltet sind. Das Vorhandensein, wenn auch lokalisiert, von Anzeichen für Gleitbewegungen und Schubflächen in diesen Horizonten rings um die Südwand, beweist, daß innerhalb der Gesteinsmasse sehr intensive, torsionale Kräfte wirksam waren.

Und es wäre schwer begreiflich, daß diese so gewirkt und sich kreuzende Klüfte (Cleavagen) entwickelt hätten ohne damit verbundene Änderungen in der Rekristallisation der massigen Entwicklung der Kalk- und Dolomitfelsen.

Die Synklinale des Tschamintales.

Das allgemeine Südeinfallen des Schlerndolomits an den steilen Hängen von Voitenkopf und Bärenfalle wird an deren Basis von der O-W-Verwerfung geschnitten, und es tritt an dessen Stelle das nördliche Einfallen, welches die ältere Trias und die Permschichten in den unteren Niveaus des Gebietes von Weißlahnbad charakterisiert. Die Badeanstalt nimmt am Fuße der Felsen eine geschützte Lage ein und wird von Nadelwald umgeben. Die Aufschlüsse sind selten und gering und beinahe nur auf die Bachfurchen beschränkt. Im Breibache ist Quarzporphyr in zirka 1140 *m* Höhe aufgeschlossen und wird an einer senkrechten O-W-Verwerfung von den abgesenkten Grödener Sandsteinen im N abgeschnitten. Letztere werden von Bellerophonkalken, die von WNW nach OSO streichen, überlagert, durch welche eine andere O-W-Verwerfung schräg hindurchzieht. Die Werfener Schichten sind abgesenkt, gefaltet und an den Hängen des Tschaminbaches weithin aufgeschlossen. Sie fallen im allgemeinen mit zirka 30° gegen NNW ein. Im N sind sie steil nach unten gebogen und gegenüber einer Gruppe derselben Schichten verworfen, welche längs einem beinahe ostwestlichen Streichen aufgewölbt erscheinen. Die Verwerfungsfläche steht senkrecht und verläuft in der Richtung N 70° O.

Unterhalb der Steger Mühlenbrücke werden die Werfener Schichten wieder von einer ONO-WSW-Verwerfung geschnitten und im N dieser Verwerfung stehen die Ober-Werfener Schichten als abgesenkte Scholle an. Sie streichen N 55° O und fallen mit 40° gegen NNW ein. Daraus kann man auf ein ONO-Streichen der späteren Verwerfungen und Faltungen schließen, was mit der lokalen, fächerförmigen Anordnung der Deformationen gegen WSW und OSO übereinstimmt.

Die Verwerfungen, welche im Tschaminbache zu sehen sind, setzen sich ohne Zweifel gegen O und W fort, doch ist der Boden bedeckt. Das Verwitterungsmaterial und gelegentlich geringe Aufrisse lassen das Vorhandensein der Werfener Schichten bis hinauf zu einem hohen Niveau erkennen und sie zeigen sich immer gefaltet und gestört. Sie werden von Konglomeraten des unteren Muschelkalks und roten Mergeln an der Basis der Mendoladolomitfelsen überlagert (vgl. S. 15).

Diese bilden eine ziemlich steile Nordflexur zum Gebirge und schließen an verschiedenen Punkten Schollen von eruptivem Material ein.

Die dünnschichtigen bituminösen Lagen und Kalkmergel über dem Mendoladolomit zeigen sehr unregelmäßige Mächtigkeit. Sie werden von einer geneigten Verwerfungsfläche geschnitten, die von WSW—ONO streicht. Die Gesteine nächst der Fläche sind auf der Nordseite fein gefaltet und so erscheinen Schollen von Mendoladolomit als Faltenkeile an der abgesenkten Nordseite. Diese Verwerfungsfläche an der Basis der Felsen gehört zur „Weißlahnbad-Verwerfung“. Sie fällt unter etwa 45—50° gegen N ein. Es ist wichtig, den Kontrast zu betonen zwischen den gefalteten und oft sehr gestörten Felsen unterhalb des Schlerndolomits und dem wunderbar regelmäßigen Aussehen der mächtigen Dolomitentwicklung im Gebirgsmassive.

Die nordsüdliche Querverwerfung bei der „Bärenfalle“ verursachte einen deutlichen Wechsel in der Talgestaltung westlich und östlich. Durch Senkung der Ostseite wurden die Werfener Schichten auf dieser Seite nach Süden verschoben, und das hohe Wald- und Wiesenland von Weißlahnbad verwandelt sich in das felsige Tschaminbergtal im O. An der Verwerfung ergaben sich folgende Beobachtungen.

In der Eintiefung der Schlucht stehen die knolligen Buchensteiner Horizonte auf der Ostseite um 40 *m* tiefer an als auf der Westseite. Sie fallen steiler ein und werden nahe an ihrer Basis von einer steil geneigten Gleitfläche

geschnitten, die bergein fällt; gewisse Horizonte wurden an dieser Fläche lokal übereinandergeschoben, weshalb die Buchensteiner Felsen auf dieser Seite mächtiger erscheinen. Sie steigen beinahe bis zum Zusammenfluß des Bärenfallebaches und des Tschaminbaches hinab. Wenn man der Verwerfung gegen abwärts folgt, stoßen im Tschaminbache die Felsen des Mendoladolomits im O der Verwerfung an unteren Muschelkalk und Werfener Schichten auf der Westseite.

An der Kesselspitze, in der abgesenkten Ostscholle, wird der Ausstrich der ostwestlichen Weißlahnbad-Verwerfung, hier nach Süden verschoben, neuerdings sichtbar. Die Gesteine im Norden sind Mendoladolomit und die Mergel der *„Grenzzone"* sowie eine schmächtige Gruppe von knolligem Dolomit. Sie zeigen flaches Einfallen gegen NNW und beugen sich nach S, wo sie an die Verwerfung stoßen. Auf der Südseite der Verwerfung sind die roten Mergel des unteren Muschelkalkes aufgerichtet und fallen steil gegen NNO ein.

Die Verwerfung setzt in ONO-Richtung in den Schlerndolomit fort, doch kann sie wegen des Schuttes nicht verfolgt werden.

Da das Einfallen des Dolomits an den Südhängen des Tschamintales ein nordnordwestliches, an den Nordhängen ein südsüdöstliches ist, folgt das Tal in diesem Teile einer synklinalen Depression.

Die nordsüdliche Querverwerfung im W vom Roterdgebiete, zwischen diesem und der Schlernalpe, kann südwärts durch das Pletschental zum Tschamintale gezogen werden.

Ihr Ausstrich oberhalb „Rechter Leger" zeigt auf der Westseite die Felsen des Schlerndolomits in eine steile Faltenform verbogen, welche N 10° W streicht, mit 60° ostwärts und mit 40° westwärts einfällt. Diese Falte steigt die Westseite der Schlucht hinan. An der Ostseite sind die Schlerndolomitschichten in eine fast parallele Flexur verbogen, nur ist sie weniger steil als auf der Westseite. Die wirkliche Verwerfungsfläche wird durch Reibungscleavage, Pressungsflächen und stark polierte und veränderte Oberflächen der Dolomitfelsen bezeichnet.

Die Tschaminhänge auf der Südseite des Tales sind in der niedrigen Region wegen der Bewaldung schlecht aufgeschlossen. Am höheren Gehänge, gegen den Gsellengipfel hin, streichen die Dolomitfelsen N 70° W und fallen gegen N ein; wo die Querverwerfung durch sie hindurchzieht, beschreiben sie an ihrer Westseite eine steil gegen abwärts gerichtete Flexur ebenso wie am Nordgehänge des Tales. Sie kann durch alle Serien der mittleren Trias und der Werfener Schichten als eine Verwerfung mit Senkung im W verfolgt werden. Ihre Richtung ist hier NNO—SSW.

Die geologische Karte zeigt, daß die Störungen, welche die Schichten an diesen zwei Querverwerfungen erlitten haben, sich in gleichem Sinne in die Hänge des Tschamintales und in das Schlernmassiv fortsetzen. Die Scholle am weitesten westlich ist die höchste, die mittlere ist von ihr bemerkenswert abgesenkt, die Ostscholle bedeutet wieder eine Hebung, obwohl die Störung auf dieser Seite der Mittelscholle geringer ist als auf der Westseite. Das ONO-WSW-Streichen, das sich im Schlernmassiv vom Mittagkofel bis zum Bärenloch erstreckt, ist auch im S des Tschamintales vorhanden.

Man darf deshalb schließen, daß sie an denselben faltenden und drehenden Bewegungen während der jüngeren Tertiärzeit teilhatten, als die Krustenspannungen hier hauptsächlich in O-W-Richtung wirksam waren.

Die Grasleiten-Verwerfung.

(Taf. XXIII, Prof. 10).

Das wichtigste tektonische Merkmal im Oberlaufe des Tschamintales ist das Vorhandensein einer ostwestlichen Verwerfungsfläche zwischen dem Grasleitendolomitkamm und dem Alpenklippental im N. Die Schichten streichen auf der Nordseite NW—SO. Dieses Streichen setzt durch das Alpenklippental fort. Die Felsen des Hühnerstands im N sind nahe der Tierseralpe in der Richtung von WNW nach OSO aufgewölbt, doch sie drehen um die Südrichtung herum in die SW-NO-Richtung gegen den Molignonpaß.

Sie sind stark geklüftet und geben Anlaß zur Bildung eines Hochplateaus ohne hervorragende Gipfel.

In deutlichem Gegensatze hiezu steigt auf der Südseite der Dolomit des Grasleitenkammes in hohen Türmen und Spitzen auf und die mächtigen Lagen von geschichtetem Dolomit weisen ein bemerkenswert einförmiges Streichen N 80° O auf und fallen mit 25° nach N ein. Eine Störungsfläche zwischen den zwei Gebieten ist auf der linken Seite im untersten Teile der Bärenloch-Schlucht aufgeschlossen und kann ostwärts verfolgt werden. Es ist eine senkrechte OW-Verwerfung, welche durch starke Reibungscleavage in den Dolomitfelsen und durch eine steile Nordflexur der Felsen auf der Seite von Grasleiten bezeichnet wird.

Die Verfasserin faßt diese Verwerfung als östliche Fortsetzung der Kesselspitz- und Weißlahnbachverwerfung auf und nennt sie zur Bequemlichkeit „Grasleiten"-Verwerfung. Überall, wo an ihrer Südseite zwischen der Kesselspitze und dem Grasleitenkamm Dolomit ansteht, zeigt er dasselbe Streichen und Fallen.

Die Grasleitenverwerfung ist durch eine Querverwerfung am Molignon nach S verschoben und zwischen Alpenplatten und Molignon gut aufgeschlossen. Sie hat die Form einer ausgedehnten Zermalmungszone, von einer Breite von 2 bis 5 *m*, und wird von zerschnittenem und zerklüftetem Dolomit und mylonitischer Breccie ausgefüllt.

Die Alpenplatten-Wand auf der Nordseite ist geglättet und gerillt oder zeigt feine Harnische.

Die Furchung und Wellung der Wand verläuft hier vertikal, aber die Rutschstreifen an den Cleavageflächen sind unter flachen Winkeln oder horizontal angeordnet.

Von der Südseite her neigen sich die Schichten mit einer Reihe schmaler Flexuren zur Verwerfung. Das Einfallen ändert sich an der Verwerfung von 30° zu 75°, es wird nur in der engsten Nähe der Zone der Verwerfungsbewegung steil.

Das ausgedehnte Plateau des Schlerndolomits, das sich nach Süden zur Grasleitenverwerfung und zum Tschamintale erstreckt, wurde bereits im stratigraphischen Teile dieses Werkes beschrieben.

Im Bau ähnelt es dem Schlerngebirge, indem es eine breite Gewölbeform zeigt, an deren Nordseite eine steil zur Kesselspitz- und Grasleitenverwerfung abfallende Flexur sich befindet.

Die Südseite ist in entgegengesetztem Sinne verbogen in eine zur nächsten Hauptverwerfung auf dieser Seite südwärts fallende Flexur.

Es ist nötig, zu zeigen, daß Mojsisovics sowohl im Schlern als auch im Dolomitmassiv südlich des Tschamintales nur die steil nach N fallenden Flexuren erkannte.[1]

Während also die Verfasserin in der Lage ist, die Beschreibung zu bestätigen, welche Mojsisovics von der wichtigen nordfallenden Flexur in den Felsen südlich des Tschamintales gibt, zeigen die hier vorgebrachten ergänzenden Beobachtungen, daß auch in diesem Gebiete unzweifelhaft Verwerfungsbrüche vorhanden sind; solche aber nach Mojsisovics hier fehlen und erst weiter westlich vorkommen.

Noch kann man mit Mojsisovics sagen, daß der Schlerndolomit im Tschamingebiete ungeschichtet sei. Die Photographien beweisen das Vorhandensein deutlicher Schichtenflächen. Die Schwierigkeit besteht darin, daß, während diese hauptsächlich den ONO-WSW-Richtungen folgen, Querfaltungen gelegentlich vorhanden sind und bis zu einem gewissen begrenzten Maße die frühere Faltung verwirren und auslöschen. Ein unklares Gebiet solcher Art ist jenes der Lämmerköpfe im S des Purgametschpasses, teilweise eingeschlossen in das südliche hohe Plateau, das in der Beschreibung von Mojsisovics erwähnt wird. Im S erstrecken sich mit fast horizontaler Schichtung die Vajolettürme, und von diesen läuft der lange, schmale Rücken gegen S, aus welchem die Rosengartenspitze zur Höhe von 2981 *m* aufsteigt.

Die Vajolet-Verwerfung.

Zwischen den Lämmerköpfen und den Vajolet-Türmen kartierte die Verfasserin eine ostwestliche Verwerfungsfläche. Ein abgeschertes und gestörtes Band von Schlerndolomit kann von der Westwand im S der Lämmerköpfe quer über das Vajolet-Tal zum Scalieretpaß verfolgt werden. Die Verwerfungsfläche und die Störungen im N und S sind am Scalieretpaß gut aufgeschlossen.

In der Scholle im N der Verwerfung sind die Hauptbergkämme jene des Kesselkogels und der Valbuonköpfe. Die Schichtung stimmt mit derjenigen im Gebiete von Grasleiten überein (Taf. IX, Fig. 33).

In einem hohen Niveau des Schlerndolomits vom Grasleitenpasse wurde das Streichen mit N 60—65° O, das Einfallen mit zirka 25° NNW abgelesen.

Am Purgametsch-Joche bemerkt man inmitten der Schlerndolomitfelsen seichte Faltungen in der Richtung von ONO nach WSW und die Anzeichen von Scher-Gleitungen. Gleich südlich dieser Störung sind die Felsen der Lämmerköpfe aufgewölbt, streichen N 65° W, fallen mit 30° nach NNO ein und neigen sich südwärts zu einem Einfallen von etwa 20° SSW. Sie sind längs einer O-W-Verwerfung von der flach einfallenden, geschichteten Dolomitmasse der Vajolet-Gruppe abgeschnitten, welche N 25° W streicht und mit 10—20° ostwärts einfällt.

Der Unterschied im Streichen und Fallen kann entlang der Depression verfolgt werden, und auf der Vajoletseite lassen sich längs dem NNW-Streichen flache Faltungen beobachten.

Am Scalieret-Passe wird der Kamm von mächtigen senkrechten Abscherungs- und Klüftungsflächen in ostwestlicher Richtung zerschnitten, und die Dolomitlagen beiderseits zeigen dasselbe Streichen und Einfallen, welches im W beschrieben wurde. Die Schichten sind gut aufgeschlossen und weisen in ihrer Mitte gedrehte Scherflächen und gleichzeitig starke Krümmung und Harnischbildung an der Verwerfungsfläche auf.

Die Verwerfungsfläche kann ostwärts durch den parallelen Kamm der Cima di Larsec verfolgt werden, und in der Senke des Lausapasses trifft sie auf die Haupt-NS-Verwerfung des Massivs. Ihr weiterer Verlauf ist von NW nach SO gerichtet.

Die Verfasserin betrachtet diese Verwerfungsfläche als einen wichtigen tektonischen Zug in der Beschaffenheit des Dolomitmassivs. Sie trennt das Gebirgsplateau von Valbuon und Grasleiten im N vom Vajolet- und Rosengartengebiet im S. In der Westwand hat die Verwerfung die Nordseite um etwa 30 *m* abgesenkt.

Die Ausstrichhöhe der Buchensteiner Felsen ist auf der Südseite zirka 2290 *m*, auf der Nordseite etwa 2260 *m*.

In der Vajolet- und Rosengartenscholle im S der Verwerfung wird eine deutliche Antiklinalform sichtbar, welche von WNW nach OSO streicht. Diese ältere Form ist hier weniger ausgeprägt als in der Grasleitenscholle, da Querflexuren in der Richtung NNW—SSO oder in ungefährer N-S-Richtung den Haupteindruck der Oberflächengestaltung bestimmen. Es ist klar, daß die Vajolet- und Rosengartenscholle während der letzten Phasen der Krustenbewegungen schon von der Grasleitenscholle getrennt waren und sich anders als jene Scholle bewegten.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomits von der Spitze der hohen Gipfel in der Vajolet-Gruppe (Hauptturm 2821 *m*) zu dem knolligen Dolomit der Buchensteiner Horizonte beträgt wenigstens 500 *m*, und es sind noch keine Spuren der roten Raibler Ablagerungen in den Gipfeln vorhanden.

[1] Mojsisovics, „Dolomitriffe", S. 181; vgl. Fig. S. 182.

Die Ostseite des Grasleiten- und Vajolet-Dolomitmassivs.

(Taf. VI, Fig. 18 und Taf. IX, Fig. 34).

Bei Beschreibung der Felsen des Schlern-Dolomitmassivs wurde bereits das Vorhandensein einer N-S-Verwerfung von etwas unregelmäßigem Verlaufe durch das ganze Massiv hin beschrieben. Im N, an den Alpenplatten, sind die Tuffe von Tierser Alpe an dieser Verwerfung nach N verschoben (S. 219). Die Fläche schneidet dann messerscharf durch die Felsen der Alpenplatten, die geglättet sind, geklüftet und gebogen und im allgemeinen östlich der Verwerfung von WNW nach OSO streichen und steil mit 40° gegen NNO einfallen.

Die Fortsetzung der Verwerfung durch den Molignonkamm kann von der Ostseite her gesehen und untersucht werden, wenn man von der Schäferhütte ansteigt. Die Erscheinungen an der Alpenplattenverwerfung werden durch die Verschiebung der Grasleiten-Verwerfung nach S sehr verwickelt (S. 222). In weiterem Verlaufe trennt die Verwerfung im W den Schlerndolomit des Antermojakogels, der nach NW einfällt, von jenem der Fallwand, des Donnakogels und Mantello, deren Felsen zirka mit 35° nach NO einfallen.

Am Passo di Lausa trennt sie noch immer die gleiche Scholle im W, welche nordwestlich einfällt, vom Polenton, an welchem die Felsen sehr gut die ursprünglichen WNW-OSO-Faltungsformen erkennen lassen. An diesem Punkte erscheint die ostwestliche Vajoletverwerfung auf der Ostseite der Querverwerfung ein wenig nach S verschoben und folgt auf dieser Seite nun einem NW-SO-Verlaufe. Dies ist ein Beispiel für die Drehung einer Verwerfung aus der ostwestlichen Richtung in eine nordwest-südöstliche in einer Scholle, welche abgesenkt wurde. Die alleinige Absenkung zweier angrenzenden Schollen hätte die geographische Lage einer O-W-Verwerfung zwischen ihnen nicht geändert, wenn nicht auch eine gewisse horizontale Verdrehung eingetreten wäre. Die O-W-Verwerfung hier war gegen die Ostseite der Polentonscholle mehr nach S verschoben wie an der Westseite.

Die NNW-SSO-Querverwerfung ist im südlichsten Teile des Dolomitmassivs, am Scarpellopasse, als eine vertikale, stark zerklüftete Zone eines zerdrückten Dolomits aufgeschlossen.

Parallel zu dieser NNW-SSO-Verwerfung zieht eine andere etwa 1 *km* weiter östlich durch das Dolomitmassiv und bewirkte wieder eine Absenkung auf der Ostseite. Sie wird auf der Nordseite zwischen den Felsen der Fallwand und des Donnakogels sichtbar. Die Felsen der Fallwand haben ein ausgesprochenes Fallen auch gegen NNW; diejenigen am Donnakogel sind östlich der Verwerfung horizontal nach S verschoben. und das Streichen wird durch eine scharfe Flexur in NNW-SSO geändert. Von der Antermojahütte zum Polenton gestattet die Zerschneidung des Dolomits, die Störung zu verfolgen, welche an der Forca Larga zwischen Coi da Monzon und Roc di Ciampie wieder gut entwickelt ist. Die Felsen der Ostscholle sind auch hier horizontal nach S verschoben, und die Senkung beträgt etwa 50 *m*.

In den abgesenkten Schollen auf der Ostseite des Massivs ist das allgemeine Einfallen gegen O, ONO oder OSO, und der Inklinationswinkel nimmt im Mantellosegment gegen die Duronpaß-Verwerfung hin zu (Taf. VI, Fig. 19).

Diese Flexur gegen O wurde augenscheinlich in den Schollen, welche von NNW-SSO-Verwerfungen geschnitten, und parallel mit dieser Richtung zusammengepreßt wurden, lokal darübergelegt.

Da diese diagonalen Verwerfungen die ostwestlichen verschoben haben, sind sie jünger als diese, und stehen mit den Drehungen der Schichtenmassen in engster Beziehung. Sie sind in Taf. XXIII, Prof. 12, schief getroffen.

Zusammenfassung.

Wir sahen in der mächtigen Gruppe der Dolomitberge im S des Schlerns zwei leitende O-W-Verwerfungen parallel zur Verwerfung, die durch den Schlern zu Roterd und Tierser Alpe verfolgt werden konnte. Die nördlichere dieser zwei Verwerfungen möge als die Tschamintal- und Grasleitenverwerfung benannt werden; sie senkt den Dolomit im N der Kesselspitze, des Tschamintales und Grasleitenkammes. Die südlichere, als Vajoletverwerfung bezeichnet, befindet sich im S des Purgametschjochs und trennt die Vajolet-, Rosengarten- und Larsecdolomitgruppen im S von dem breiten Dolomitplateau von Valbuon, Kesselkogel und Grasleiten, welches die abgesenkte Nordscholle darstellt.

Die O-W-Verwerfungen schneiden schräg durch die älteren von WNW nach OSO verlaufenden Faltungen. Letztere beiden wurden manchmal gegen N, manchmal gegen S abgelenkt, und neue Falten entstanden während der späteren Periode von Querpressungen.

Zwei beinahe nordsüdliche (N 10° W) Verwerfungen durchsetzen das ganze Dolomitmassiv von den Alpenplatten zum Vajolettale und haben die ostwestlichen Verwerfungen südlich verschoben, mit Senkung der Ostschollen und Verdrehungen in SSW-Richtung. Diese Senkungen bedeuten steile und schräge Flexuren von der hochgestellten Dolomitplatte im W zum staffelweise gesunkenen Gebiete des Fassatals im O.

Auf der Westseite der Alpenplatten-Verwerfung, im Gebiete des Bärenlochs, wurden die ursprünglichen Faltungen in den Schlerndolomitschichten aus der WNW-OSO-Richtung in die ONO-WSW-Richtung im Streichen gedreht. Auf der Ostseite wurde die WNW-Faltenform in die Richtung NW—SO abgelenkt. Diese zick-zackige Ablenkungen des älteren Streichens wurde durch die Querpressung verursacht.

Ein Vergleich mit dem Mahlknecht-Rodella-Grundplan zeigt das Verhältnis dieser drehenden Bewegungen zu einer WNW-OSO-Antiklinalzone im S einer Synklinale, welche von einer NNO-SSW- oder beinahe nordsüdlichen Antiklinale gekreuzt wurde (S. 243, Fig. 39).

Die Schichten im Nordflügel der alten Antiklinale zeigen Einfallen nach N, doch die Querpressung richtete sie quer zu diesem Einfallen auf, und sie bekamen ein neues Einfallen gegen O und W.

Auf diese Weise bilden sie schließlich eine gegen N herumgebogene Antiklinalform, hervorgerufen durch die differentialen Gleit- und Drehbewegungen in den Gesteinen, mit oder ohne radiale Verwerfungen.

Es ist ein wesentliches Merkmal solcher Bewegungen, daß ganz nahe benachbarte Felsen zur gleichen Zeit in verschiedenen Richtungen bewegt wurden, da die lokale Resultante der Pressungen an einer und der anderen Stelle in verschiedenen Richtungen wirkte. Die langen NNW-SSO-Verwerfungen auf der Ostseite des Dolomitmassivs werden im Diagramm durch gleichlaufende Linien angedeutet. Hier haben die Verwerfungen denselben Verlauf wie die neu hinzugekommenen Flexuren.

Das Gebiet von Duronpaß und Monte Dona.

Die NO-Verwerfungen der Mahlknecht Gegend.

Es möge hier zunächst auf die frühere Beschreibung der aufeinanderfolgenden Zonen in den eruptiven Serien hingewiesen werden, wie sie in der Gegend von Mahlknecht und Seiser Alpenhaus zutage liegen (S. 76).

Durch die Erkennung dieser Zonen wurde es der Verfasserin möglich, die östliche Fortsetzung der O-W-Verwerfung von Schlern und Roterdspitze aufzufinden. Sie stellte am Nordeck der Alpenplatten zwei Zweige der Verwerfung fest, einen ostwestlichen und einen von NW nach SO gerichteten, zwischen welchen das Eruptivgebiet von Monte Dona abgesenkt erscheint.

Die eruptive Schichtenfolge an der Basis der Roßzähne ist im N der leitenden O-W-Verwerfung weithin aufgeschlossen.

Die Tuffe streichen N 65° O, fallen mit 20° nach NNO ein und werden durch die Verwerfung von der Schlerndolomitwand der Alpenplatten sehr scharf abgeschnitten. Wenn man sie gegen N bis zum Pitscheider verfolgt, sieht man, wie sie mehr und mehr gegen NO drehen und ihr Einfallen steiler wird.

In den Bacheinschnitten und an den Hängen westlich des Seiser Alpenhauses streichen sie N 30° O und fallen unter 30° nach WNW.

Dies Streichen setzt sich nach N bis zur O-W-Verwerfung bei der „Schwefelquelle" fort. Es dreht dort nach N in die Richtung NW—SO herum und in ein flaches Einfallen gegen NO. Eine gleiche Änderung ist an allen Hängen, welche vom Mahlknechtpasse zur Schwefelquelle hinabziehen, zu beobachten. „Auf der Schneid" ist das Streichen WNW—OSO und der Einfallwinkel 10° NNO. Durch den Kamm hindurch wird das allgemeine Streichen ein nordwest-südöstliches, und der Einfallwinkel wächst auf 20—30° NO an. Dies Streichen bleibt auf eine lange Strecke auf der Nordseite des Durontales gegen Rodella hin dasselbe.

Der Bogen gegen Norden, den das Streichen in der Mahlknechtgegend beschreibt, ist die Folge einer Queraufstülpung der östlichen Fortsetzung der Längsantiklinale von Schlern und Roterde. Eine lokale domähnliche Form wurde dadurch gegeben und der Ausstrich der Schichten am Nordhang variiert von einem breiten Bogen nahe der Mitte bis zu einem scharfen Zick-Zack weiter nach N.

In der Mahlknechtgegend kommen eine Anzahl von O-W-Verwerfungen vor, welche bereits flüchtig besprochen wurden (S. 76).[1] Die nördlichste ist jene, die das Saltrietal bei der „Schwefelquelle" kreuzt.

An ihrer Nordseite, im W der Schwefelquelle, bestehen die anstehenden Felsen aus Wengener Schiefern mit *Daonella Lommeli* und anderen Fossilien. Sie werden von Cassianer Schichten überlagert. Diese Gruppe schneidet im Bachbette an steil verbogenen Knollenkalken ab, die zu den Buchensteiner Schichten gehören, und von den Eruptivserien gefolgt werden. Die Wengener und Cassianer Schichten im N sind an dieser Verwerfung abgesenkt.

Auf der Ostseite des Tales stehen die Verwerfungsschollen in einem ähnlichen Verhältnisse zur Verwerfungsfläche. Die Tuffbreccien im S fallen hier steil gegen eine NW-SO-Zone stark gestörter Felsen und schneiden an einer steil geneigten Verwerfungsfläche gegen die Mandelsteinlava im N ab. Die Wengener Schiefer und Tuffe oberhalb der Lava sind stark gefaltet.

An dieser Stelle biegt die Haupt-O-W-Verwerfung gegen OSO um und auf der Gemeindealpe kann sie in dieser Richtung weiterverfolgt werden, immer mit Absenkung auf der Nordseite. Sie zieht in W-O-Richtung durch das Fassajoch weiter. Hier tauchen die Schichten der Nord-Scholle unter die Überschiebungsmasse des Plattkofels und sind von schmalen Falten in der Richtung NW—SO durchzogen.

Unterhalb der Lava sind die Gesteine der Südscholle grobe Blocktuffe und feinere Tuffbreccien, zwischenlagernd mit echten Palagonittuffen. Sie streichen in der Nähe der Lava N 50° O und fallen mit zirka 15° nach NW ein, doch sind sie weiter abwärts gefaltet und nach S geneigt.

Die weiten Schutthalden des Plattkofels bedecken den Felsgrund im O des Fassajochs. Und in dieser Gegend zwischen Rafreider und Plattkofelhütte, wo der Schutt so mächtig ist, taucht die untere Schubfläche in der Westwand

[1] Das Diagramm (Fig. 46) von dem Torsionsschema des Fassatales kann auch auf das Torsionsschema im östlichen Teile der Seiser Alpe angewendet werden, wo eine NNO-SSW-Antiklinale von Gröden durch das Saltrietal zur Mahlknechtgegend quert und dort die Nordseite eine WNW-OSO-Antiklinale schneidet.

des Plattkofels gegen S hin unter. Sie geht nicht in die Hänge unterhalb der ostwestlichen Verwerfungsfläche, sondern man kann sagen, daß die OW-Verwerfung eine steile Flexur der unterschobenen Schichten in bezug auf die Schubmasse bezeichnet.

Rückkehrend zur Mahlknechtgegend ist zu erwähnen, daß alle die anderen O-W-Verwerfungen, welche den Alpl Rücken im W der Bachfurche verworfen haben, geringe Horizontalverschiebungen verursachten. Die geringe faltende Wirkung dieser Verschiebungen wird durch das Vorhandensein kleiner paralleler Falten und durch Schichtflexuren an der Verwerfungsfläche angezeigt. Die nächste Verwerfung im S der „Schwefelquelle" schneidet zwischen den „Malfeteier"- und „Mahlknecht"schollen durch und senkt die südliche oder Mahlknechtscholle. Der Alpl Gipfel befindet sich in dieser abgesenkten Scholle.

Auf der Ostseite der Bachfurche beschreibt diese Verwerfung einen Bogen gegen Südost, parallel mit demjenigen der Verwerfung von den Gemeindealpen zum Fassajoch. Sie schneidet durch die Felsen des Palacciakammes in der Richtung NW—SO mit Hebung der Felsen im N.

Die nächste Verwerfung ist ein kleiner Bruch, der sich auf eine Schichtgruppe im Alplkamme beschränkt, und braucht nicht weiter beachtet zu werden. Die Verwerfung am Nordende des Schlerndolomits der Roßzähne verursacht eine horizontale Verschiebung der Nordscholle gegen O und ist die benachbarte Verwerfung zu jener am Alpl Gipfel. Die lokale Abscherung der Schichten gegeneinander kann an dieser Verwerfung an mehreren Stellen längs der „Galgenmühl"Furche beobachtet werden. Diese Verwerfung scheint im Ostwinkel der „Galgenmühl"Furche gegen SW zu drehen und in den Tuffen der Planitzhänge zu verschwinden. Diese streichen NW—SO und fallen gegen NO, während sie an den Hängen unterhalb des Seiser Alpenhauses von NO nach SW streichen und gegen NW einfallen.

In den wenigen Aufschlüssen am Wege zwischen Planitz und Seiser Alpenhaus sind sie sehr gestört nnd gefaltet, doch ist die wirkliche Verwerfungsfläche nirgends aufgeschlossen. Dennoch beschreiben die kleinen Faltungen den gleichen Bogen gegen SO.

Die O-W-Verwerfung am Nordhang des Durontals.

(Taf. XXIII, Prof. 24.)

Wir kommen nun zur Haupt-O-W-Verwerfung des Schlernmassivs, die bereits bis zu den Alpenplatten beschrieben wurde.

Gleich im S des Mahlknechtjoches bildet die höhere Mandelsteinlava ein massiges Gestein, das sich als breites Plateau mit jähen Hängen erhebt. Die Felsen stehen auf der Nordseite senkrecht und sind dort in Kontakt mit aufeinanderfolgenden Horizonten der Tuffbreccien und Palagonittuffe. Diese streichen NO—SW und fallen gegen NW ein. Die Lava erscheint im Verhältnisse zu ihrem Ausstrich in „Auf der Schneid" und am Gehänge der Roßzähne gesenkt. An ihrer Südseite wird sie von denselben Tuffhorizonten gleichförmig unterlagert, die am Mahlknechtjoch anstehen. Dieses Vorkommen beweist die Fortsetzung der O-W-Verwerfung durch das Mahlknechtjoch im N der Melaphyrkuppen. Auf vorangehenden Seiten wurde bereits eine Beschreibung vom Wiederauftauchen isolierter Schollen von Melaphyrfels auf der Nordseite des Durontales und von der gestörten Lagerung der Tuffe gegeben, welche am höheren Gehänge zu jenen in Kontakt treten. Mit Hilfe dieser Lavabuckel wird es möglich, den weiteren Verlauf der O-W-Verwerfung gegen O aufzufinden, u. zw. mit derselben Absenkung der Südscholle.

Einer dieser Lavabuckel kommt an der Stelle vor, die in der Karte als Punkt 2178 *m* bezeichnet ist. Der Melaphyr ist sehr stark zerschnitten, und die Schnittflächen sind sehr glatt und poliert. Die angrenzenden Tuffe im N wechseln rasch ihr Einfallen aus NO—SW zu NW—SO und stoßen ganz schroff an die Lava. Sie gehören zur älteren Gruppe der Palagonittuffe, und oberhalb diesen, gegen „Auf der Schneid", steht die Mandelsteinlava in gleichförmiger Lagerung an.

Ihr allgemeines Streichen unterhalb „Auf der Schneid" ist an dieser Stelle N 30° W und das Einfallen 10° bis 15° ONO.

Unterhalb des Melaphyrfelsen bei Punkt 2178 *m* stehen schwarze Tuffbreccien und Konglomerate an, und die feinen Palagonittuffe kommen am Gehänge um etwa 30 bis 35 *m* tiefer als die Lava an der 2100-*m*-Isohypse vor.

Eine Anzahl Profile wurden untersucht, und sie zeigen eine Wiederholung der Tuff- und Lavareihenfolge oberhalb und unterhalb einer Störungslinie, welche durch den Nordhang des Tales in zirka 2160 *m* Höhe oder etwas tiefer oder höher verläuft.

Während in der südlichen Scholle nur Linsen von Mandelsteinmelaphyr vorkommen, hat er in der Nordscholle, welche den Rücken von „Auf der Schneid" und von Palaccia umfaßt, eine weite Ausdehnung. Er tritt „Auf der Schneid" bei zirka 2230 *m*, in Palaccia bei etwa 2260 *m* zutage, und seine Mächtigkeit beträgt beiläufig 50 bis 60 *m*. Die Tuffe streichen im westlichen Teile des Palacciakammes ostwestlich, doch drehen sie im östlichen Teile in die Richtung NO—SW mit Einfallen nach NW. Verglichen mit den Verhältnissen „Auf der Schneid", ist hier das Einfallen im allgemeinen steiler, und die Schichten zeigen mehr lokale Störungen. Dies wird zweifellos durch die Nähe der Langkofelschubmasse verursacht. In allen Felsen des Kammes ist Klüftung in der Richtung N 5—10° O deutlich ausgeprägt, und in den Tuffen zwischen dem Palacciagipfel und Peles del Mayer im N lassen sich schmale Faltungen in der gleichen Richtung beobachten.

An den Abhängen gegen das Durontal kann man die O-W-Verwerfung durch Sora Foscaz etwa 60 *m* unterhalb des Wegniveaus im S des Palacciagipfels und nahe bis zur oberen Kante der Felsklippen bei La Peles ober der Soricia-

alpe[1]) verfolgen. Hier befindet sich kein Wirtshaus, obwohl in die Karte „Gasthaus" eingetragen erscheint. Von diesem Punkte gegen O erscheinen die älteren Tuffbreccien und Tuffagglomerate oberhalb der Verwerfung, und zuweilen markiert eine Zone steil zerklüfteter und geglätteter Felsen, zuweilen eine tektonische Breccie deren Verlauf. Kalkige Ablagerungen und Bruchstücke zeigen sich gemeinsam mit Eruptivfels an der Verwerfungsfläche.

Oberhalb von Sofos Colin, westlich „Fraina", ist die Verwerfung eine flach nordwärts geneigte Fläche, und über dieser sind Fetzen von Buchensteiner Knollenkalken als unterbrochene, geschichtete Gruppen zu sehen. Die Gesteine gleich unterhalb sind die grau und braun verwitternden Tuffbreccien.

Der nächste Teil des Gehänges, das die Duron- und Sofosalpe überragt, wird Frainawiese benannt, und die Aufschlüsse der Verwerfungszone zeigen klar, daß an der Verwerfung eine Überschiebung der gehobenen Nordscholle

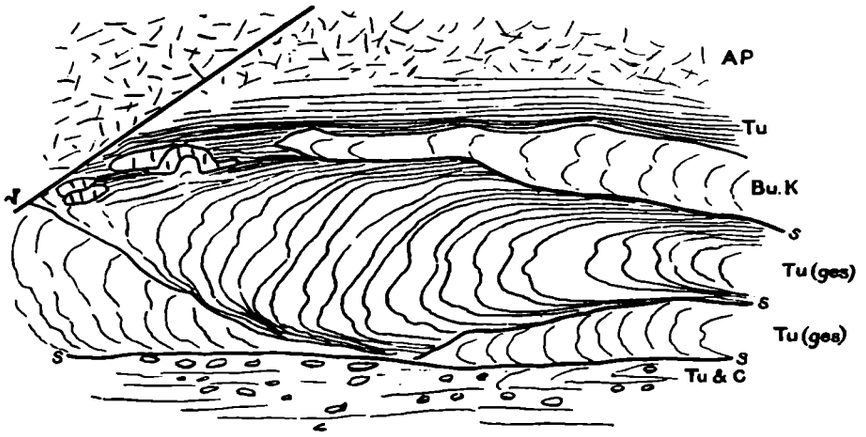


Fig. 36. *S* = Überschiebung bei Fraina nördlich von Sofos Alp im Durontal; *V* = Verwerfung; *Tu* = stark geschieferte Tuffe unter der Schubfläche (*S*). *AP* = Augitporphyrit; *Bu K* = Buchensteiner Kalk; *Tu & C* = Tuffkonglomerate.

stattfand. Die Schubfläche wird von 1 bis 3 *m* mächtigem, zerklüftetem Fels, der papierdünne Cleavageblätter aufweist, eingenommen, und diese sind mit staunenswerter Regelmäßigkeit gegen W übereinandergelegt, so daß das wirkliche Streichen einer Cleavagefläche nordsüdlich oder N 10° W verläuft und das Einfallen ein solches von 70° gegen O ist (vgl. Fig. 36).

Der zerklüftete Fels ist eine Tuffbreccie, die Bruchstücke von Buchensteiner Kalk enthält, und diese blieben häufig ganz, obwohl die umgebende Tuffbreccie Cleavage zeigt. Der zerklüftete Fels in der Schubfläche weist andere Teilungs-

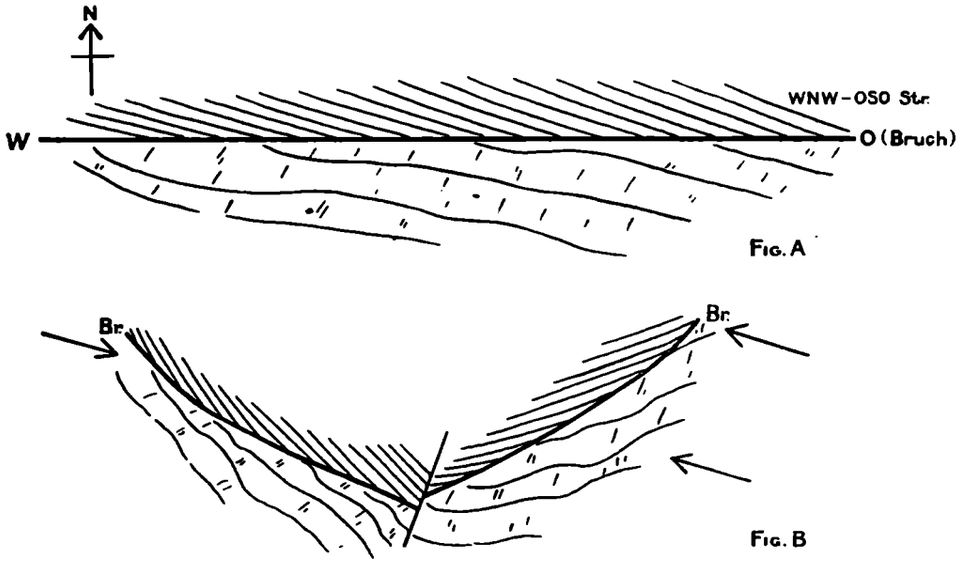


Fig. 37. Krümmung eines O-W-Bruches und der anliegenden Schichten gegen Süd. *37 A* = vor der Querpressung; *37 B* = nach der Querpressung, wodurch eine horizontale Verkürzung zwischen O und W stattfand, in Zusammenhang mit Krümmung des Bruches (vgl. Schema S. 230).

flächen zur Seite dieser feinen Cleavage auf. Diese anderen sind flache Bruchflächen mit einer Neigung von etwa 20 bis 25° gegen O, manchmal ein wenig gegen N oder S von genauer Ostrichtung abweichend, und kommen in unregelmäßigen Zwischenräumen vor. Diese Flächen sind untergeordnete Schubflächen, an welchen Schollen zerklüfteter Gesteine westwärts übereinander gedrängt wurden. Die Erscheinungen gehen hier unverkennbar auf die Auswirkung eines Schubes gegen W zurück, doch die tatsächliche Überschiebung war die einer Nordscholle über eine südliche.

[1]) Der Name „Soricia" südlich „peles" fehlt in der Karte.

Die Basis des Felsen unterhalb dieses schieferartigen Zermalmungsgesteins setzt sich aus Tuffbreccien zusammen, welche offenbar zu denselben Horizonten gehören, welche in der Zermalmungszone zerbrochen wurden. Sie sind unterhalb des zerquetschten Bandes in ein System flacher Faltungen auf- und niedergebogen. Das Gestein oberhalb der Zermalmungszone ist Buchensteiner Knollenkalk in der Form langer oder kurzer Linsen oder gering verbogener oder gefalteter Bruchstücke, welche in Tuff eingebettet sind.

Die vollständige Aufeinanderfolge der eruptiven Gesteine steht oberhalb der Buchensteiner Schichten an, während unterhalb der Tuffbreccien der unterschobenen Scholle etwa 40 *m* mächtige vulkanische Agglomerate und Tuffe an den unteren Abhängen vorkommen und gegen O, im Talniveau, von Buchensteiner Knollenkalken unterlagert werden.

Das allgemeine Streichen der Serien ist WNW—OSO und das Fallen zirka 25° südwärts, wobei der Fallwinkel gegen O steiler wird. Zwischen Pegnabach und Pozzatesbach sind der darunterliegende Mendoladolomit und untere Muschelkalk gut aufgeschlossen. Sie sind gewölbeartig mit NNO-SSW-Achse erhoben und biegen östlich am Pozzatesbach ab.

Im O des Pegnabaches lagern zuerst die dunkelgebänderten Schiefer- und Echinodermenkalke der „Grenzzone", dann Mendoladolomit auf der Schubfläche. Der Verlauf dieser ostwestlichen Verwerfung und ihre Beziehungen zu den Schollen im N und S zeigen, daß sie ursprünglich eine senkrechte Verwerfungsfläche war und daß Überkippung nach S und Überschiebung der gehobenen Nordscholle gegen SSW nachträglich an einer Stelle starker Zusammenpressung eintrat. Die ostwestliche Verwerfung schneidet unter geringem Winkel das ursprüngliche WNW-OSO-Streichen der Schichten.

Weiter östlich, im Pozzatesbache, stehen oberhalb der Schubfläche Muschelkalk und Werfener Schichten mit Streichen WNW—OSO an. Hier sind die überschobenen und unterschobenen Massen zusammen in eine scharfe Kniebiegung gegen SW gebogen. Die überschobenen Werfener Schichten in sehr gestörter Lagerung haben dadurch einen weiten Aufschluß am Anterrues oder SW-Hang des Rodellaberges gewonnen. Die Schubebene steigt bis zirka 1620 *m* am Nordhang des Durontales herab. Sie ist bei zirka 1700 *m* im Pozzatesbach gut aufgeschlossen (vgl. Taf. XXV, Profile).

Weiter oben, im überhängenden Knie der Faltung, in zirka 1740 *m* Höhe, kommen die unteren Muschelkalkkonglomerate und roten Mergel zum Aufschluß, die zusammen mit Schollen von oberen Werfener Schichten stark gefältelt und auf Mendoladolomit in gestörter Lage überschoben sind.

Es folgt in der nächsthöheren Stufe die Hauptmasse der überschobenen Reihenfolge, in welcher eine durchziehende Wand von Mendoladolomit vorkommt.

Man hat hier ein sehr gutes Beispiel der raschen Ab- und Zunahme in der Bedeutung einer Störung unter Torsionsbedingungen, indem innerhalb einer Entfernung von nur 2·75 *km* nach W, wie oben beschrieben, die Überschiebung bald geringer wird und in eine nach N geneigte Verwerfung mit erhobenem Nordflügel übergeht.

Im Pozzatesbach kommt oberhalb der durchziehenden Mendoladolomitwand wieder eine Überfaltung der Werfener Schichten vor, die von einer wellig durchziehenden, unregelmäßigen Schubebene geschnitten ist. Diese setzt sich über den wiesenbedeckten, aber hervorragenden Eruptivfelsen von Strentures nach W fort, und ist zirka bei Kote 2100 oberhalb Chiarvenna von der noch höheren Schubfläche, die die Unterlage der Langkofel- und Plattkofelmasse bildet, geschnitten.

Der Ausstrich der Schubfläche oberhalb Strentures weist von W her die gleiche Krümmung wie die „Anterrues"-Schubfläche auf, aus WO in WNW—OSO, dann eine NW-SO-Richtung in der Nähe des Pozzatesbaches, und ist augenscheinlich von der gleichen Querfaltung und Torsion gegen SW beeinflußt worden (vgl. Rodellakarte, Taf. XXV).

Die detaillierten Beobachtungen werden später gegeben. Es genügt hier als Hauptmerkmale des Nordhanges vom Durontal anzudeuten:

1. Das Überwiegen des ursprünglichen Faltungs-Streichens in WNW-OSO-Richtung vom Mahlknecht bis zur Duronalpe; 2. am Hang das Vorkommen von einem O-W-Bruch mit Senkung der Südscholle; 3. gegen den Rodellahang zu: ein scharfes Zusammendrücken und eine Drehung der Schichtenmasse gegen SW, und in Verbindung damit die Entwicklung einer Reihe von Überschiebungen in dieser Richtung.

Die Duronpaß-Verwerfung und die Torsions-Verschiebungen von Monte Dona.

(Taf. XIII, Fig. 51 und Fig. 38.)

Die Faziesgrenze zwischen Schlern und Seiser Alpe verläuft in der Richtung WNW—OSO und ist ein Teil einer deutlichen, ursprünglich gegen NNO gerichteten Flexur. Diese beiden Erscheinungen lassen sich auch am Faziesrande der Wengener Tuffe auf der Tierser Alpe, im S der ostwestlichen Roterd-Verwerfung, beobachten.

Die O-W-Verwerfung schneidet in der Tierser Alpe die Flexur und setzt sich etwas verschoben unterhalb der Alpenplatte gegen O fort, während der Faziesrand unddie Flexur nach SO streichen (S. 80, Fig. 10). Mit ihnen parallel verläuft hier ein Bruch der scheinbar von dem O-W-Bruch abzweigt, und nahe der Faziesgrenze in den Tuffen aufgeschlossen ist. Diese Aufschlüsse wurden im vorangehenden stratigraphischen Teil dieser Arbeit beschrieben (S. 78—79).

Der Duronbach fließt zunächst parallel zur Verwerfung, dann wendet er sich bei der Schäferhütte nach NO und erodiert die untersten Horizonte des Augitporphyrits dort, wo sie mit geringer Diskordanz den Schlerndolomit überlagern. Am Duronpasse oder an der Ostseite der Duronbach-Schlucht befindet sich ein vollständiger Aufschluß des Fazieskontakts.

Die eruptive Schichtenfolge von Tuffagglomeraten und Breccien, Tuff- und Kalkbreccien, Palagonittuffen, dunklen Tuffen und Tuff- und Porphyritbreccien, feinem, aschfarbenem Tuff, Mandelsteinaugitporphyrit transgrediert nacheinander über höhere Horizonte des Schlerndolomits. Der Transgressionswinkel ist flach, er beträgt nicht mehr als 10—15°, und die Basis des Schlerndolomits ist uneben. Dieser Teil der Faziesgrenze wurde gemeinsam mit der Flexur und Flexurverwerfung nach SW gegen den Duronpaß abgelenkt, und es bildeten sich schmale Falten in NW-SO-Richtungen aus. Das allgemeine Streichen wurde also aus OSO nach SO verschoben, das Einfallen ist NW2 5°; während auf der Seite der Schäferhütte das Streichen N 75°—80° W verblieb, und das Einfallen ein sehr flaches gegen N ist.

Die Wirkung dieser torsionalen Bewegung äußert sich im Dolomit durch ein Steilerwerden des Einfallens und senkrechte Cleavage.

In den Tuffen zeigt sie sich als starke Zunahme differentialer Scherung in deren Mitte, besonders an ihrer Grenze gegen den Dolomit. Dieser Rand ist auf der Terrasse von Sora Ciegerole gut aufgeschlossen. Handstücke aus Dolomit, der Hauptscherungszone entnommen, zeigen unter dem Mikroskop die Einwirkung sehr starker Quetschung.

Nach ihrer ersten Untersuchung schloß die Verfasserin aus diesen Erscheinungen, daß hier die Kontaktfläche eine Schubfläche sei, an welcher die Tuffe südwärts über den Dolomit bewegt worden waren. In Wirklichkeit sind hier manche unbedeutende Scherflächen vorhanden, und die horizontale Verdrehung ist in der Grenzzone zwischen den Fazies am größten, doch die zwei Fazies haben die Veränderungen in der Hauptsache gemeinsam erlitten, und in dieser Gegend ist keine fortsetzende Schubfläche vorhanden.

Die Hauptdeformation stellt die NW-SO-Flexurverwerfung vor, welche östlich der Schäferhütte die Felsen des Schlerndolomits schneidet und die Duronpaßscholle auf der Nordseite senkt (S. 80, Fig. 10).

Die Dolomitfelsen des Donnakogels bilden die Scholle im S. Ihr Streichen von NW nach SO ist beinahe parallel zur Verwerfung, und sie fallen im allgemeinen mit 30° nach NO ein; in der Nähe der Verwerfung jedoch wird das Einfallen steiler und beschreibt unter einem Winkel von 65—70° eine scharfe Flexur nach abwärts.

Ungünstigerweise bedeckt mächtiger Schutt das Niveau, in welchem die Verwerfung zwischen der Schäferhütte und dem Abhang des Duronpasses zutage treten sollte. Infolgedessen ist es unmöglich, genau zu bestimmen, wo diese Verwerfung und die Grasleiten-OW-Verwerfung zusammentreffen. Von diesem schuttbedeckten Gebiete weg zieht außerdem die schon beschriebene NNW-SSO-Verwerfung durch den Donnakogel und setzt sich in der Richtung SSO durch Polenton fort (S. 224).

Dies ist ein Gebiet, in welchem die Dolomitfelsen ringsum eine scharfe Wendung im Schichtenstreichen aus einer ONO-Richtung in eine von NNW gegen SSO mitgemacht haben.

Die NW-SO-Verwerfung setzt sich in bemerkenswert gerader Linie durch den Schlerndolomit des Duronpasses fort. An den Nordabhängen des Passes gegen Sora Ciegerole erscheint der Schlerndolomit gut geschichtet und die Schichtenflächen streichen WNW—OSO und fallen nach SSO gegen die Verwerfung. Sie hängen zugleich nach S über und bilden zwei flache und ziemlich weite Sättel mit einem Streichen von ONO nach WSW. Die Verwerfungsfläche begleitet an dieser Stelle eine schmale senkrechte Kluft in der Felswand, welche durch starke Schieferung und mylonitische Beschaffenheit des Dolomits bezeichnet wird.

Im O der Paßhöhe, bei zirka 2210 *m*, zeigt sich im Schlerndolomit der Verwerfungszone ein vertikaler Gang eines dunkelgrünen, dichtkörnigen Augitporphyrits, der etwa $^1/_2$ bis 3 *m* mächtig ist. Er verschwindet, ist aber in geringer Entfernung wieder auf wenige Meter in der Verwerfungszone aufgeschlossen. Von diesem Punkte weiter ist die Verwerfung ein gerades Band, an welchem der Dolomit im N scharf vom steil gebeugten Dolomit im S abgeschnitten erscheint. Die Tuffe der abgesenkten Scholle wurden gefaltet und durch geringe Abscherungsgleitungen verschoben (Taf. XIII, Fig. 51).

Die sichtbare Oberfläche des Schlerndolomits der abgesenkten Scholle weist manche interessante Erscheinungen auf. Im Camerloibache, nahe den zwei Hütten, bei zirka 2014 *m*, liegen die Tuffe auf Schlerndolomit.

Die Basis aus Schlerndolomit ist in horizontaler Richtung in einer Mächtigkeit von zirka $^1/_3$ *m* aufgelockert. Lange, unregelmäßige Dolomitlinsen werden ganz oder teilweise durch Tuffeinschaltungen getrennt, und tuffige Lagen liegen ziemlich uneben auf den höckerig aufgelockerten obersten Dolomitlagen. Die untersten Tufflagen haben an manchen Stellen das Aussehen grober Agglomerate, sind ganz unregelmäßig und ohne jede Schichtung. Weiter westlich umschließen sie eine Anzahl großer Bruchstücke eines blaßgrauen oder weißen Kalks. Sie werden von typischen feinen Palagonittuffen überlagert.

Nun folgen die Blocktuffe, welche nur wenige kalkige Fragmente einschließen; die meisten sind porphyritisch. Diese Tuffgruppe ist sehr mächtig und wird oberhalb der 2200-*m*-Isohypse von der Hauptbank der Augitporphyritlava überlagert.

Die Basis aus Dolomit weist Kontaktveränderungen auf, gleich, ob sie von Tuffen oder von einem Porphyritlagergang überlagert sei. Der Dolomit ist häufig glatt poliert und von marmorartigem Aussehen. Er ist ein geäderter kristalliner Fels, die Färbung oft hellorange und blaßrot. Sehr häufig ist er brecciös oder gebändert. Die Veränderung erstreckt sich über eine Mächtigkeit von 6 oder 7 *m* und zuweilen sind kleine Adern eines umgeänderten Porphyrits vorhanden.

Der allgemeine Zustand der Umänderung weist auf große Nähe eines eruptiven Zentrums hin, von dem aus intrusives Material in denselben eindrang. Er bildete wahrscheinlich die Basis und die Wand einer Eruptionsspalte,

an welcher verschiedene Ausbrüche stattfanden. Die Tuffagglomerate in den unteren Lagen der eruptiven Felsen sind wahrscheinlich Material aus der Spalte und keine echten Tuffe wie die Palagonittuffe.

Die südöstlichen Abhänge des Duronpasses sind auf der Photographie zu sehen (Taf. XIII, Fig. 51), welche, von Dociurill aus gegen den Paß hinaufschauend, aufgenommen wurde. Die Verwerfungsfläche ist zwischen dem nordwärts abfallenden Hang des Mantello und dem abgesenkten Dolomit und den eruptiven Felsen des Passes sichtbar (Taf. VI, Fig. 19).

Auf der Mantello-Seite sieht man auf der Oberfläche des Dolomits die Verzweigungen intrusiver Gänge, und hier und dort befinden sich in Hohlräumen Tufflinsen. Bei Dociurill trifft die Duronpaßverwerfung mit einer NNO-SSW-Verwerfung zusammen, welche in den Dolomit und die Tuffe der Nordscholle eintritt. Wenn man die steile Runse hinaufsteigt, durch welche die Verwerfung westlich von Dociurill schneidet, findet man auf der westlichen oder abgesenkten Seite Tuffe, auf der östlichen eine senkrechte Dolomitwand, welche die polierte, marmorisierte und gerillte Verwerfungsfläche aufweist. Sie hat die Richtung N 18—20° O.

Die eruptiven Felsen sind vertikal geklüftet, zeigen starke Harnischbildung, sind abwechselnd verbogen und verändert.

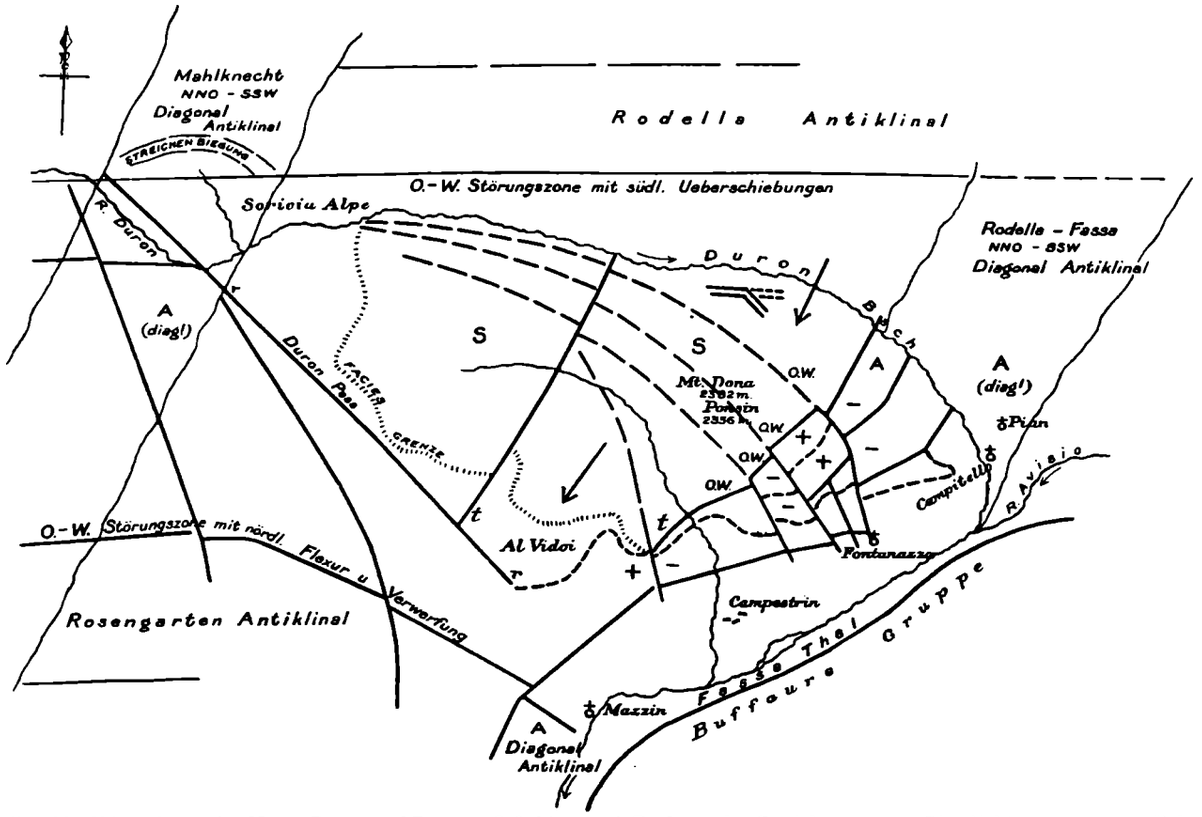


Fig. 38. Skizzenkarte des Monte Dona- und Duronpaß Gebietes mit Drehung des Streichens gegen SW-Richtungen; r = radiale Brüche; t = tangentiale Verwerfungen, parallel mit der Richtung der Torsion. Torsionswinkel zwischen den O-W- und NW-SO-Verwerfungen westlich von Soricia-Alpe.

Die Cleavageflächen sind zur Verwerfungsfläche parallel.

Verfolgt man die Fläche aufwärts, zeigt sich die Oberseite des Dolomits beinahe so stark umgeändert wie an der Störungsfläche der Westseite und wird zum Teil von Porphyrit, zum Teil von Tuffen überlagert.

So scheint also die vertikale Fläche eine Verwerfung zu sein, welche durch die Westflexur der alten Kontaktfläche hindurchgeht. Unmittelbar oberhalb dieses Aufschlusses befindet sich eine weite Senke, an deren Westseite die obere Bank der Mandelsteinlava jähe Felsklippen bildet, während die Felsen der Ostseite aus den Tuffbreccien und Agglomeraten der unteren Horizonte der Tuffreihe bestehen.

Erreicht man hierauf den Kamm zwischen dieser Senke und Val Dona, sieht man, wie die Melaphyrklippen ganz plötzlich gegenüber verschiedenen Tuffhorizonten im O abschneiden.

Am Kamm auf der anderen Seite von Val Dona kann die Störung, wieder verbunden mit denselben seitlichen Verschiebungen und Absenkungen des Augitporphyrits, im W festgestellt werden.

Sie kann deshalb als eine NNO-SSW-Verwerfung betrachtet werden, welche den Berg schneidet. Sie verläuft in der Richtung der torsionalen Verschiebung der ganzen Gesteinsmasse.

Diese Verwerfung soll als „Dociurillverwerfung" bezeichnet werden (vgl. Taf. VI, Fig. 21).

Der Dolomitfels im O der Verwerfung ist typischer, poröser, hochkristallinischer Schlerndolomit. Auf ziemliche Erstreckung gegen O hin bedeckt Schutt die Gesteine im Niveau des Buchensteiner Knollenkalks. Unterhalb Al Vidoi steht in gleichförmiger Lagerung unter dem Schlerndolomit und im Kern einer Bogenflexur knolliger Dolomit an (vgl. S. 84, Fig. 11).

Der Schutt aus den hohen Felsen, große Blöcke und Moränenmaterial, erfüllen den Grund des Udaitales. Die NW—SO(N 55° W)-Verwerfung, welche vom Duronpasse zur Dociurill-Querverwerfung verfolgt werden kann, ist hier nicht mehr sichtbar.

Anderseits, wenn man in der Richtung des Duronpasses von NW nach SO für eine kleine Strecke den Schutt unterhalb der Dolomitfelsen von Dociurill und Al Vidoi verfolgt, wird man zu einem Aufschluß von Buchensteiner Schichten in der Südwand geleitet, durch welche eine steil geneigte Verwerfung zieht. Diese hat die Richtung NO—SW und fällt unter 75° nach NW ein. Es erscheint wenig zweifelhaft, daß wir hier wieder eine zickzackförmige Anordnung von Verwerfungen vor uns haben, wie eine solche mit den torsionalen Bewegungen im Mahlknechtgebiete verknüpft war.

Wenn man den Aufschluß der Buchensteiner Kalke nordwärts in die Felsen von Al Vidoi unterhalb Sot Cresta verfolgt, bemerkt man die Schichten in aufgerichteter und gedrehter Lagerung und mit wechselndem Einfallen. Schollen des dolomitischen Echinodermenkalks liegen auf geschichtetem Mendoladolomit und unter dem knolligen Buchensteiner Kalk oder Dolomit.

Sie schneiden unregelmäßig an der Verwerfungsfläche ab, welche sich an den Hängen des Monte Dona in die Richtung WSW—ONO herumdreht. Die weitere Fortsetzung im Osthang ist mit Überschiebungen von der Nordseite verbunden und wird unten genau beschrieben.

Im engen Anschlusse an den Faziesrand, wo die eruptiven Gesteine im N von Al Vidoi mit dem Buchensteiner Kalk in Kontakt treten, trifft eine Vertikalverwerfung in der Richtung NNO—SSW auf die Hauptverwerfung. Diese Verwerfung kann in NNO-Richtung durch das Gebirge hin verfolgt werden, immer mit Absenkung der Westseite, die eine ostwärts gegen die Verwerfung einfallende Flexur aufweist. Auf der Ostseite sind die Schichten gegen W verbogen und in weniger Entfernung von der Verwerfung ein steiles Gewölbe mit NNO-SSW-Streichen und O-Fallen bilden. Mitten im Osthang ist dasselbe von einer parallelen NNO-SSW-Verwerfung geschnitten, und die Ostseite ist gesunken. Also steht die mittlere Scholle höher als diejenigen östlich und westlich davon.

Zusammenfassung.

Wir haben also beschrieben ein System von zickzackförmig angeordneten Verwerfungen rings um die Südseite des Monte Dona; eine NW-SO-Verwerfung am Duronpaß und eine von WSW nach ONO gerichtete Fläche starker Zusammenpressung und Überschiebung auf der Ostseite gegen das Fassatal.

Aus dem Krümmungswinkel im S strahlen zwei vertikale Verwerfungen nach NNO und NO aus. Die Verfasserin faßt sie als Torsionsverwerfungen auf, an welchen die differentialen Kräfte in tangentialer Richtung, während der Verschiebung nach SSW, ihre Auslösung fanden.

Wenn wir die Verwerfungen, welche den Monte Dona zickzackförmig umgrenzen, mit dem Phänomen der Torsion im Mahlknechtgebiete vergleichen, können wir annehmen, daß einige davon, z. B. die NW-SO-Brüche am Osthang gegen Fassatal, ursprünglich fast ost-west verliefen und dann gegen S gedrängt wurden.

Die größte horizontale Verschiebung wurde bei Al Vidoi erreicht; sie wurde gegen O und W hin geringer.

Hier sind gewisse überzeugende Stellen, welche es ermöglichen, den Drehungswinkel annähernd zu bestimmen.

Man sieht, daß sich die Faziesgrenze zwischen dem Nordgehänge des Schlerns und der Seiser Alpe in einer Richtung erstreckt, welche etwa als N 70° W angegeben werden kann.

Der Faziesrand ist durchaus eine mehr oder weniger bestimmte Linie von Aufschlüssen innerhalb einer nordwärts gerichteten Flexur, welche einen Teil des ursprünglichen WNW-OSO-Faltensystems bildete. Nimmt man nun an, daß sich diese Flexur in der gleichen Streichrichtung fortsetzte, mußte im Fassatale zwischen den Dörfern Campitello und Fontanazza die gleiche Ausstrichlinie zum Vorschein kommen. Tatsächlich aber verläuft sie bei Al Vidoi etwas südlicher. Dies würde durch die Auffassung erklärt, daß die Monte-Dona-Gesteinsmasse zwischen Alpenplatten und Fassatal an einer ungefähr vertikalen Achse nach S bewegt wurde, diese Bewegung im Gebiete der Alpenplatten geringer, in jenem von Al Vidoi größer war. Der Winkel der torsionalen Verschiebung, auf dieser Grundlage berechnet, beträgt bei Alpenplatten etwa 35° (vgl. schem. Kartenskizze, Fig. 38).

Jedenfalls wird später bei Beschreibung der jähen Osthänge des Monte Dona gezeigt werden, daß die verschiedenen Horizonte der Erdkruste die Verschiebungen nicht als eine zusammenhängende Masse mitmachten. Es traten innerhalb der Schichten differentiale Bewegungen ein. Besonders die Horizonte über und unter dem Mendoladolomit benahmen sich während der Bewegungen fast unabhängig voneinander. Jene über dem Mendoladolomit, welche die eruptiven Serien einschließen, bewegten sich am weitesten nach S und weisen zahlreiche flachgeneigte Abscherungsflächen auf, während der untere Muschelkalk und die Werfener Schichten meist gemeinsam mit dem Mendoladolomit gefaltet und nicht so weit südwärts verfrachtet wurden.

Wenn wir anderseits die Wirkung auf den Schlerndolomit, das Gesteinsmaterial in der Scholle im S der Duronpaßverwerfung betrachten, zeigen sich geringere Zeichen von Störung. Es sind aber einige bedeutende Brüche.

Die Schichten sind steil aufgerichtet, fallen nach NO ein, und in dieser Hinsicht weisen sie auch auf eine Zusammenpressung nach SW hin. Das Einfallen ist öfters veränderlich infolge seichter Faltungen, welche nur geringe Gruppen der Dolomitschichten in sich einschließen. Eine wichtige Tatsache ist das Vorhandensein der langen vertikalen Verwerfung in der

Richtung NNW—SSO, welche mit der NW-SO-Duronpaßverwerfung im Gebiete der Schäferhütte zusammentrifft. Diese Eigentümlichkeiten zeigen an, daß auch der Schlerndolomit nach SSW verschoben wurde, aber ebenso wie im Schlern und im Westteile der Dolomiten scheint es, daß die Hauptauflösung der differentialen Spannungen durch interne Rekristallisationsänderungen hervorgerufen wurde.

Der Rodella Berg.

(Vgl. Geologische Karte und Spezialkarte vom Rodellagipfel und Westhang (Taf. XXV).

Die allgemeinen geologischen Verhältnisse des Rodellaberges wurden von der Verfasserin in ihrem Werke über Monzoni und Fassa[1]) beschrieben.

Die Überschiebung von Werfener Schichten auf Mendoladolomit war längs zweier Hauptschubflächen zu sehen, welche in der Richtung WNW—OSO den Berg durchschneiden. In diesem Werke beabsichtigt die Verfasserin hauptsächlich den Zusammenhang dieser Schubbewegungen mit der geologischen Struktur in den Nachbargebieten darzulegen (vgl. Taf. XXII, Prof. 16).

Die Schubkeile an den Westhängen.

(Vgl. Taf. XVI, Fig. 57, 58.)

Der Graben, durch welchen der Pozzatesbach[2]) im W des Berges schneidet, gibt die am besten zusammenhängenden Aufschlüsse von Schubschollen. Die Scholle des Durontales ist zwischen Campitello und der Sofosalpe gut aufgeschlossen.

Steigt man von Campitello aus das Durontal hinan, trifft man am Südgehänge des Tales anstehenden Mendoladolomit, der mit etwa 45—50° nach SO einfällt. Der darunterliegende untere Muschelkalk ist zur Seite der höchsten Häuser gut zu sehen. Sein Einfallen beträgt 35° SO. Noch weiter bachaufwärts stehen die Werfener Horizonte an, welche, weniger steil, mit 25° nach SO einfallen.

Die ganze Schichtengruppe erleidet eine Flexur gegen SO, die in der unmittelbaren Nähe von Campitello steil wird.

Die nördliche Fortsetzung dieser Flexur kann an den Rodellahängen nördlich „Pian“ in den Werfener Schichten beobachtet werden, welche von NO nach SW streichen und gegen SO einfallen. Der Einfallswinkel wird gegen eine NNO-SSW-Verwerfung hin steiler, welche den Mendoladolomit der östlich angrenzenden Scholle in Kontakt bringt mit den Werfener Schichten im W (vgl. S. 228).

Infolge des Schuttes und der Abwitterung in der Talfurche wird die Fortsetzung dieser Verwerfung im Campitellogebiete nicht sichtbar, allein die Übereinstimmung in der Flexur gegen diese läßt fast gewiß erscheinen, daß sie sich südwärts durch Campitello fortsetze.

Im Durontale, etwas mehr als $^1/_2$ *km* bachaufwärts, kann zu beiden Seiten eine parallele Verwerfung festgestellt werden.

An den Hängen des Monte Dona im S schneiden die Ober-Werfener Horizonte der Campitello-Scholle gegen ältere Horizonte im W ab, in welchen glimmerige Oberflächen mit *Pseudomonotis aurita* und *Anodontophora fassaensis* vorkommen (vgl. S. 9).

Ihr Streichen ist N 68° O, das Einfallen nahe an der Verwerfung, etwas steiler als 60° SSO, während das Streichen in der Ostscholle beinahe ostwestlich verläuft, das Einfallen ein südliches von 15 bis 20° ist.

Auf der Nordseite ist die Verwerfung nahe an einem Wasserfalle des Fosellbaches in Schichten des unteren Muschelkalks und des Mendoladolomits aufgeschlossen. Harnische sind zu sehen und in der Nähe der Verwerfung zeigt sich der untere Muschelkalk voll von gedrückten und deformierten, auf den Schichtflächen auswitterden Fossilien.

Seine Lagerung ist auf der Westseite der Verwerfung beinahe horizontal; auf der Ostseite ist das Einfallen ein flaches nach SSO. Die Verwerfungsfläche quert das Tal in der Richtung N 35° O.

Die Gesteine oberhalb des Mendoladolomits zu beiden Seiten der Verwerfung sind Werfener Schichten. Beim Fosell-Wasserfalle, auf der nördlichen oder Rodellaseite liegen sie in Überschiebungslage auf Mendoladolomit, und sowohl die aufgeschobenen wie die unterschobenen Felsen sind mitsammen verbogen und an der NNO-SSW-Verwerfung verschoben.

Die Verwerfung kann nicht weiter gegen N verfolgt werden. Die Werfener Schichten sind stark gefaltet, jedoch nicht zusammenhängend aufgeschlossen, weithin von Wald, Vegetation und Blockwerk bedeckt.

Der Mendoladolomit ist unter der Schubfläche stellenweise in eine Breccie verwandelt, die sich von der NNO-SSW-Verwerfung bis zu Pian in einer Höhe von 1580 bis 1600 *m* erstreckt. In dieser Breccie erkennt man eckige Stücke von weißem Mendoladolomit und dunkleren bituminösen Dolomit des unteren Muschelkalks, die durch dolomitisches Zement verkittet sind. Die besten Aufschlüsse dieser Breccie befinden sich in einem neuen Steinbruche nördlich von Campitello und zeigen, daß die Stufe von Pian, die früher für ein Bergsturzgebiet gehalten wurde, wenigstens teilweise aus anstehendem Mendoladolomit besteht. Derselbe, ein wenig östlich der NNO-SSW-Verwerfung in 1560 *m* Höhe, enthält

[1]) Aut., „Monzoni and Fassa“. (Trans. Edin. Geol. Soc.; Special Part, Vol. VIII.) 1902—1903, p. 30 etc. and sections p. 33.

[2]) „Pozzates“ wurde in der älteren Aufnahmskarte, welche die Verfasserin für ihre erste Arbeit benutzte, „Pozzale“ geschrieben. Es war dies anscheinend ein Druckfehler für „Pozzate“.

einen Lagergang von Augitporphyrit der mineralogisch den Gängen im Dolomit westlich von Campitello ähnlich ist. Diese Aufschlüsse westlich von Pian sind in der beiliegenden geologischen Karte deswegen nicht eingezeichnet, weil die Karte erst gedruckt wurde, ehe bei einem Besuch im Jahre 1926 der Steinbruch dort war, und zu ein paar neuen Beobachtungen geführt hat. Diese zeigen, daß die Häuser von Pian auf einem Gehänge stehen, dessen Felsen mit denjenigen oberhalb Campitello in Zusammenhang sind, und gleich darüber eine Schubfläche kommt.

Verfolgt man diese Schubfläche das Durontal hinauf, westlich vom NNO-SSW-Bruch, so keilt der Mendoladolomit aus und die Werfener Schichten überlagern die Horizonte des unteren Muschelkalks.

Diese Verhältnisse gelten nur auf eine geringe Erstreckung, bis eine andere Querverwerfung durch das Tal schneidet.

Auf der Ostseite der Verwerfung ist die Schubfläche samt der über- und unterschobenen Masse steil aufwärts in eine Knieflexur verbogen, welche gegen W gerichtet ist. Der untere Teil der Flexur ist am Grunde der Pozzatesschlucht aufgeschlossen. Diesen Aufschluß erreicht man, wenn man von der Pozzatesbrücke (1576 *m*) gegen N aufsteigt.

Die Schichten des unteren Muschelkalks und Mendoladolomits bilden hier die nach SO schauende untere Partie der Knieflexur. Im Kerne der Flexur fallen die groben Konglomerate und roten Mergel besonders auf, welch letztere eine ausgezeichnete Druckschieferung zeigen. In den nächstfolgenden gelblich-grauen Myophorienkalken sind sehr dünnblättrige, dunkle Lagen mit Pflanzenresten eingebettet. Darüber folgt eine große Dolomitstufe, die im unteren Teile aus wohlgeschichtetem, grauem, manchmal bituminösem Dolomit des unteren Muschelkalks, im oberen aus lichtem, ungeschichtetem Mendoladolomit besteht.

Der untere Teil zeigt starke Verbiegungen und ist von einer ganz flachen Schubfläche geteilt.

Ein hoher Wasserfall stürzt über die Dolomitwand und erst über der Wand ist die Überschiebung der Werfener Schichten auf den Mendoladolomit in der Bachschlucht aufgeschlossen. Der Dolomit zeigt eine glatte, flach gegen O bergeinfallende Fläche, auf welcher unmittelbar Werfener Schichten liegen. Letztere zeigen zunächst ein Einfallen gegen S. bilden dann einen Sattel, der gegen W auf jüngere Schichten überschoben ist. Sie stoßen höher oben an eine sehr kompliziert gebaute Zone. Diese besteht aus roten Mergeln, Konglomeraten, dunklen, gebänderten Dolomitschichten, einem eingeschlossenen kleinen Gange, welche Schichten alle kompliziert miteinander verfaltet sind.

Diese Zone stößt an eine Stufe von Mendoladolomit, der von einer scharfen Schubfläche durchschnitten ist, längs welcher der Dolomit in einen Mylonit verwandelt ist. Im Hangenden ist diese Dolomitstufe wieder von einer Schubfläche begrenzt, auf welcher Werfener Schichten und unterer Muschelkalk mit ausgebildeter Stirnfalte gegen SW vorgeschoben sind. Der Dolomit ist hier nur eine eingeschlossene Schublinse.

Diese Zone hat eine Mächtigkeit von etwa 40 bis 50 *m*, fällt mittelsteil bergein und wird von der folgenden hohen Mendoladolomitwand flach überschoben. Die Schubfläche steht oberhalb Anterrues an, zirka bei Kote 1840 in der Bachschlucht. Die gesamten Störungen hier kommen in der Fortsetzung der OW-Schubflächen im Hang des Durontales vor (vgl. S. 228).

Die Dolomitwand hat eine Mächtigkeit von zirka 70 *m* und ist im Bach von den Grenzzone-Schichten, danach von einer hohen Wand von Augitporphyrit gefolgt. Alle drei Stufen sind aber von einer Schubfläche abgeschnitten, auf der die mächtigen Werfener Schichten des oberen Teils der Rodella liegen.

Östlich vom Pozzatesbache ist unter der eben beschriebenen Stufe, in den Werfener Schichten der unterschobenen Masse, die Mendoladolomitwand unterhalb „Ren" eingeschaltet und dabei von Schichten des unteren Muschelkalks umwickelt. Der Weg von der Rodella nach Campitello verläuft an der oberen Grenze der Dolomitwand, wo sie wie eine Linse ihr Ende hat, und man sieht, daß die stark gefalteten Schichten des unteren Muschelkalks darüber geschoben sind und selbst von der überschobenen Masse der Werfener Schichten überlagert werden.

Man darf daraus schließen, daß hier der tiefere oder „Anterrues" Schubkeil des Rodellahangs, in seinem obersten Teil die Form einer gegen SW überkippten, flachen Liegend-Falte hat. Ihr Mittelschenkel wird von einer flach NO einfallenden Schubebene geschnitten, auf der die Werfener Schichten der höheren Schubmasse des Rodellahangs liegen. Eine starke Torsion dieses obersten Teils hat entlang der Pozzatesbach Gegend stattgefunden.

Östlich von der Dolomitlinse folgt eine mächtige Zone von Werfener Schichten, die zu beiden Seiten des Rio da Fosell aufgeschlossen sind. Unter einer oberen Dolomitstufe (2099 *m*) kommen zunächst die flach bergeinfallenden Schichten des unteren Muschelkalks vor, deren rote Mergel und Konglomerate eine gegen S gerichtete Flexur bilden, die auf untere Muschelkalk- und Werfener Schichten aufgeschoben ist.

Diese Werfener Schichten bilden für sich wieder eine größere Flexur in derselben Richtung und sind auf unterem Muschelkalk an einer steilen Störung aufgeschoben. Diese scheint die Fortsetzung der Störung unterhalb Ren zu sein. Darunter folgen neuerdings Werfener Schichten, die eine scharf geknickte Falte mit senkrechtem Mittelschenkel bilden. Diese Falte ist flach auf die schon früher beschriebene unterste Stufe von Mendoladolomit am Eingang ins Durontal aufgeschoben.

Diese ganze Reihe stark gefalteter Werfener Schichten des Fosellbaches wird oberhalb von Pian von einer auffallenden Querstörung abgeschnitten, die von SSW nach NNO verläuft, alle Zonen einschließlich des Gipfelkalks durchschneidend. Die Schichten an beiden Seiten liegen gegen die Störung zu.

Das Gebiet östlich dieser Störung erscheint gleich parallel damit etwas gewölbt mit flachem Ostfallen. Es besteht im untersten Teil aus einer mächtigen Stufe von Mendoladolomit, die das Gehänge oberhalb von Pian beherrscht (Crepes de Pedonell) und eine südgerichtete Flexur zeigt.

Im Hangenden dieses Mendoladolomits, der in seinen höchsten Teilen Gänge einschließt und stellenweise vom Grenzzonekalk gefolgt ist, schneidet eine Schubfläche in einer Höhe von 1985 *m* durch.

Auf der Schubfläche liegen Werfener Schichten, die wieder eine südliche Flexur zeigen und nach oben von den unteren Muschelkalk- und Mendoladolomitfelsen des „Sora Sass" gefolgt werden. Danach entsprechen diese Schichten der höheren Schubmasse, die unterhalb Ren auf der überkippten Liegendfalte ruht, während die Dolomitfelsen von Crepes de Pedonell einen Teil des „Anterrues"-Schubkeils bilden.

Die Schubfläche steigt mit flachem NO-Fallen durch den Hang bis zur Sohle des Fassatales unterhalb Gries ab.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor: 1. daß die Schichtenmasse des Rodellagehänges von starkem Horizontaldruck in NNO-SSW-Richtung deformiert und dabei in gegen SSW überkippte Flexuren zerlegt wurde, die teilweise in flache Schubflächen übergingen; 2. daß sich östlich der Pozzates Schlucht später ein höheres Quergewölbe herausbildete, infolgedessen die Schubschollen auf beiden Seiten aus ihrer ursprünglichen Lage gegen SO und SW verstellt wurden; 3. daß die Ablenkung der Störungszonen mit lokalen Faltungen, Verschuppungen und Überschiebungen verbunden war; 4. daß der Schubkeil, oben mit dem Namen „Anterrues" bezeichnet, die unterste Schubscholle am Rodellahang ist und auf der Nordseite des Durontales bei Kotenlinie 1600 auf verschiedene Horizonte der unteren und mittleren triassischen Schichten in der Talsohle aufgeschoben ist.

Wenn man nun die höhere Störungszone „Strentures" weiter nach W verfolgt, zieht sie, schräg im Mendoladolomit ansteigend, zu den Felsen unterhalb der Masareihütten hin. Sie ist dort von einer noch höheren Störungsfläche geschnitten, die die obere Grenze des Dolomitkeils bildet und einen ostwestlichen Ausstrich vom Pozzatesbach bis zu dieser Stelle hat. Die an der Basis des Mendoladolomits verlaufende Schubfläche streicht WNW vom Pozzatesbach.

Von dieser Stelle setzt sich nur eine Schubfläche weiter, deren Ausstrich einer NW-Richtung nach Peles del Rafreider folgt, wo sie augenscheinlich die Basis der Plattkofelschubmasse bildet. Der überschobene Dolomit in Rafreider fällt mit scharfer Flexur bergaus und ist durch NNO-SSW-Brüche gebrochen. Von hier aus gibt es zwei Flächen zu unterscheiden, eine tiefere, die an der Basis des Dolomits vom Fassajoch verläuft, und eine höhere durch den Schlerndolomit. Man sieht in diesem Abhang die Wengener Schichten steil und gestört unter der Schubfläche einfallen.

Es folgt daraus, daß die Störungszone mit den Überschiebungen im Pozzatesbach oberhalb Strentures dort als Basis der komplizierten Serie von Scherflächen, die mit der Langkofel- und Plattkofelüberschiebung verbunden sind, angesehen werden dürfte.

Die Schubfläche unter dem Rodella Gipfel.

(Vgl. Spezialkarte und Profile vom Rodellagipfel und Westhang, Taf. XXV.)

Die Gipfelpartie des Rodellaberges wird am leichtesten von der Sellajoch- oder Nordseite untersucht und wird hier von dieser Richtung beschrieben.

Der Weg vom N her, nach dem Gipfel des Berges, zweigt vom Forcella-Übergang in einer Höhe von 2308 *m* gegen SO ab. Er führt dort über nordostfallende Pflanzentuffe und Tuffbreccien von Wengener Alter, welch letztere kleine Kalkeinschaltungen aufweisen. An der Biegung des Weges aus der südlichen in die westliche Richtung kommt man aus den Wengener Tuffen in den grauweißen kristallinen Marmolatakalk, der den Gipfelkörper bildet.

Hier liegt auf einer Strecke von 35 Schritten auf dem Marmolatakalk eine dünne Decke einer Breccie aus verschiedenen Kalken, kleinen Hornsteinstückchen, die stellenweise oolithische Struktur zeigt und Reste von Algen und Korallen umschließt. Der Weg führt wieder über typische Marmolatakalke mit knolliger Struktur und enthält mehrere kleine Nester von bräunlichgrauem, kristallinem Dolomit mit Algen. Der Dolomit ist schwammig porös, zuckerig, verwittert sandig und zeigt Spuren von Manganerz. Er sieht ganz anders als Mendoladolomit aus, obwohl es gleich gesagt werden muß, daß das Gestein bis jetzt als solcher von Mojsisovics und anderen Forschern genommen wurde.

In einigen Lagen fanden sich niedrige verästelnde Kalkknollen oder wellige Strukturen. Die Handstücke davon haben unter mikroskopischer Untersuchung das Vorkommen von Hydrokorallinen erwiesen (Heft 2, Taf. XIII, 1, 2). Unmittelbar unter dem Gipfelhause zeigt der Marmolatakalk sehr schöne Oolithbildungen.

Wenn man vom Gipfel direkt nach N absteigt, trifft man eine kleine Schulter, auf der Stücke von Augitporphyrit liegen. Steigt man von dieser Schulter in einer Furche gegen O ab, trifft man auf rauhe Augitporphyritbreccien, die mit 25° gegen NO einfallen und über Marmolatakalk transgredieren. Wenn man noch etwas weiter absteigt, kann man auf einem kleinen Steige gegen W unmittelbar unter die Gipfelwände gelangen, wo sich sehr lehrreiche Aufschlüsse befinden.

Am Fuße der Steilwand aus Marmolatakalk zieht sich ein schmaler Saum von plattigen, wohlgeschichteten Buchensteiner Hornsteinkalken mit Pietra-verde-Einlagerungen hin. Von dieser Steilwand ist ein Bergsturz gegen N hinuntergebrochen (Taf. VII, Fig. 23). In der Abbruchstelle dieses Bergsturzes ist eine grobschlackige Augitporphyrbreccie aufgeschlossen, welche sich gegen W als schmales Band erstreckt. Diese Breccie hat über sich die Buchensteiner

Schichten aufgewölbt und zerbrochen und enthält Blöcke von Marmolatakalk mit deutlicher Oolithstruktur und von Buchensteiner Kalken. Es sind verschiedene Varietäten von Augitporphyriten vorhanden, und die Blöcke sind mit grünlichem Porphyrmaterial verkittet.

Unterhalb der Buchensteiner Schichten und dieses Lagerganges schneidet eine Schubfläche den Gipfelkörper von den darunterliegenden Schichten des unteren Muschelkalks und der Werfener Schichten ab.

Darunter folgen sandige Kalke und Mergel mit Myophorien usw., dann ziegelrote Mergel in Wechsellagerung mit roten und grauen Konglomeraten, die mit den liegenden Campiler Schichten eine auffallende Hangstufe bilden.

Die Reihenfolge soll im folgenden, von oben nach unten, kurz festgelegt werden.

8. Marmolatakalk der Gipfelfelsen, mit *„Lithophora Koeneni"*.

7. Buchensteiner Knollenkalke mit Hornsteinen und Zwischenlagen grüner Tuffe zirka 25 *m*.

6. Schmalgebänderte, dunkelgraue, von Augitporphyritlagergängen durchdrungene Kalke zirka 4 *m*.

Schubfläche.

Unterer Muschelkalk.

5. Graue, sandige und mergelige Kalke mit Glimmer auf den Schichtflächen und eingeschalteten Lagen mit verkohlten Pflanzenstengeln, zirka 6 *m*.

4. Sandige Kalke mit *Myophoria ovata, Myophoria laevigata, M. laevigata var. ovalis, M. orbicularis etc.*, ebenso kleine Hollopellen. Einige Lagen waren voll von den sogenannten „Hieroglyphen"-Spuren, zirka 4 *m*.

3. Ziegelrote und blaßgraue, sandige Mergel, 8 oder 9 *m* mächtig.

2. Rötliche oder helle Konglomerate in Wechsellagerung mit roten Mergeln, etwa 3 oder 4 *m* mächtig, bei 2336 *m* Höhe.

1. Dünnschichtige, erdigrote Mergel und feinkörnige, sandige Mergel mit kleinen *Myacites* (wahrscheinlich Ober-Werfener).

Die Horizonte des unteren Muschelkalks gleich unter der Schubfläche sind verbogen und verdreht, dicht von Cleavageflächen durchsetzt, welche steil gegen O einfallen und verbogene Oberflächen aufweisen. Das Schichtenstreichen ist zirka N 55° O, das Einfallen 25°—30° gegen NW.

Die Horizonte oberhalb der Schubfläche sind in kleine Sättel und Mulden zerknittert; die Achsen verlaufen mit geringen Abweichungen von NW nach SO. Harnische sind überall an den Gesteinen zu beobachten, sie sind beinahe immer horizontal gerichtet, nur ihre geographischen Lagen sind sehr unregelmäßig. An der Schubfläche sind die Schichten manchmal gequetscht und geblättert, manchmal in Breccie verwandelt. Im ganzen kann man sagen, daß sich die Breccien mehr in den Sätteln als in den Mulden der Faltungen längs der Bewegungsfläche ausbildeten. Die Deformation in den Mulden zeigt sich mehr als gänzliche Ausquetschung und Entfernung gewisser Horizonte.

Die Cleavageflächen sind beinahe vertikal und ihre Hauptrichtung ist N 50° O. Ein weniger regelmäßiges System ist auch in der Richtung NW—SO vorhanden.

Die Buchensteiner Knollenkalke sind wenig dolomitisch; sie ergeben mit Salzsäure eine geringe Reaktion. Wo sie nicht zur Schubfläche in Kontakt treten, sind sie gut geschichtet; ihr Streichen ist N 60° W, ihr Einfallen 23° NNO. Die grünen Tufflagen sind mächtig, von heller Farbe und stehen in verschiedenen Horizonten an. Dies ist eine Erscheinung, welche charakteristischer ist für die Buchensteiner Schichten im Gebiete von Pieve und Fedaja im O, als für das Duron- und Fassatal. Sie wurde von der Verfasserin auch am Pitz de Sella in den Buchensteiner Schichten beobachtet, die dort auf Mendoladolomit überschoben sind. Zwei vertikale NW-SO-Spalten durchsetzen die Buchensteiner Kalke sowie die darüberliegenden Marmolatakalke dieser Rodellawestwand. Sie waren augenscheinlich flächendifferentiale Verschiebungen in ostwestlicher Richtung.

An diesen Flächen finden sich sehr oft deutliche Harnische erhalten, welche ganz horizontal und ostwestlich verlaufen. Sie deuten auf ostwestliche Bewegungen der Schubscholle hin.

Um die tiefere Partie der Westwand zu untersuchen, ist es am besten, gegen die Nordkante der Rodella zurückzukehren und neben dem Bergsturze gegen die Forcella abzusteigen.

An der Nordseite des Bergsturzes zieht die Störung zwischen diesem und den grasbedeckten Gehängen des Forcella durch. Der Forcellaweg ist unterhalb des Bergsturzes geteilt. Am höheren, neuen Wege stehen algenreiche Kalke der obersten alpinen Muschelkalkzone (Grenzzonekalke) an (S. 31). Diese Algenkalke bilden nur Linsen, die zur Schubfläche gehören.

Am alten Wege sieht man eine Verschuppung dieser Linsen mit Tuffbreccien und Porphyrbreccien, auch mit dem braunen, dolomitischen Kalk und Mergel des unterschobenen unteren Muschelkalks. Über diese Mischzone von Fältelungen und Schollen der unter- und überschobenen Gesteine liegen hier die Tuffe der Wengener Schichten. Etwa 30 *m* tiefer sind am kleinen Bächlein, das zum Pozzatesbache hinunterfließt, die bunten Kalkkonglomerate des unteren Muschelkalks gut aufgeschlossen. Die letzte Zunge dieser Schichten gegen W liegt bei den Hütten am Pozzatesbach in eine Höhe von fast 2200 *m*.

Im Pozzatesbach, unter diesen Konglomeraten, ist auf der rechten Seite des Bacheinschnittes eine Gruppe von wohlgeschichteten Hornsteinkalken und Schiefern der Ober-Buchensteiner Schichten (5 *m* mächtig), von Augitporphyrit und Tuffbreccien mit kleinen Kalkeinschlüssen bedeckt. Also setzt die Schuppungsstruktur bis hieher fort.

Im Liegenden dieses Vorkommens tritt eine mächtige Kalkbreccie auf, in welche der Pozzatesbach eingeschnitten ist und in der er eine Wasserfallstufe bildet. Diese Breccie besteht fast ausschließlich aus eckigen Stücken von Marmolatakalk mit etwas Buchensteiner Hornsteinkalken. Wahrscheinlich ist es eine tektonische Breccie.

Unterhalb der Wasserfallstufe ist am linken Ufer eine große Aushöhlung, in der ein eingeklemmter Fetzen von glimmerreichen, grünen Werfener Mergeln zutage tritt. Unterhalb dieser Werfener Schichten befindet sich eine Zone von gefalteten, feingebänderten Dolomitbänken des unteren Muschelkalks mit mehreren Einlagerungen von bunten Kalkbreccien. Darüber liegt am rechten Ufer die schon erwähnte mächtige Kalkbreccie.

Gleich unter den Breccien ist wieder am rechten Ufer ein kleiner Gang ähnlich demjenigen an der Rodellagipfelwestwand vorhanden.

Wenn man am rechten Ufer des Baches oberhalb der großen Steilwand des Mendoladolomits gegen W weitergeht, trifft man auf der Wiese gleich auf Scherben von roten Mergeln und neben einer weit vorspringenden Kanzel in einer Höhe von zirka 2150 *m* eine größere Scholle von steil gestellten zerquetschten Campiler Schichten. Diese stellen die westliche Fortsetzung der Störung unter Rodellagipfel und Forcella vor. Es lagern auf diesen Streifen entweder Schubbreccien oder die Buchensteiner Tuffe und Tuffkalkbreccien.

Diese Quetschscholle von Werfener Schichten erinnert sehr an das ähnliche Vorkommen der Werfener Schichten in dem Aufschluß der Schubzone an der Nordwand des Langkofels.

Nun kommt unter dieser gestörten Zone am Pozzatesabhang die oben erwähnte große Steilwand von Mendoladolomit, von welcher im Bacheinschnitt sich ein Wasserfall auf einen Lagergang von Augitporphyrit herunterstürzt.

Der Dolomit ist in die Form einer Knieflexur verbogen, welche N 50 W streicht und gegen SW gewendet ist. Das obere Felsgesimse fällt ganz flach gegen NO.

Der Gang und der liegende Teil des Mendoladolomits sind flach auf einer größeren Masse von Werfener Schichten mit eingeklemmten Quetschlingen von unterem Muschelkalk vorgeschoben. Diese Masse ist ihrerseits bei zirka 2040 *m* im Bach auf den Augitporphyritfelsen des Strentures- und Anterrues-Schubkeils überschoben.

Wir sehen also in dieser Gruppe zwischen den zwei Schubebenen im Pozzatesbach — die höhere mit den unteren Muschelkalkbreccien bei zirka 2160 *m* und die tiefere mit dem Augitporphyrit des Strentures bei 2040 *m* Höhe — eine lückenhafte, flach zusammengepreßte, von fast horizontalen oder flach geneigten Störungsflächen durchdrungene Gesteinsserie, innerhalb welcher einige Schichtengruppen ganz abgeschnitten oder abgeschert worden sind, und kaum irgendeine Gruppe dieselben Neigungswinkel wie eine andere aufweist. Alle aber zeigen westlich vom Pozzatesbach ein allgemeines W-O- oder WNW-OSO-Streichen; östlich des Baches ist das allgemeine Streichen NW—SO oder NNW—SSO. Einige Schichtengruppen haben mehr, andere weniger Drehungsbewegungen erlitten. Die jüngeren Schichtengruppen haben sich ungleichmäßig auf älteren bewegt.

Östlich vom Bach sind die Schichten in Gruppen von verschiedener Dicke, in Falten oder Flexuren gelegt, die fächerförmig nach SSO und SO über die Wiese verfolgt werden können. Die Mendoladolomitschollen von „So Rodella" sind wahrscheinlich Reste, die in dieses System gehören.[1] Östlich von „Sora Sass" werden die Falten und Flexuren mehr überkippt oder von geneigten Brüchen zerschnitten und Schubschollen von NO gegen SW vorgeschoben.

Diese Deformationen folgen Streichenkurven gegen SW, während gleich nördlich, gegen den Rodellagipfel zu, die Werfener Schichten domförmig aufgestülpt sind.

Einige Merkmale der tektonischen Breccien und Klippen im Gabbiahang werden jetzt kurz beschrieben.

An dem Felsrücken östlich des Pozzatesbaches sind an drei Stellen schmale Zonen von grünen, glimmerigen Werfener Schichten in den Mendoladolomit eingeklemmt. Der mittlere Teil des Mendoladolomits ist hier stark zertrümmert.

Östlich davon tritt wieder eine wahrscheinlich tektonische Breccie auf, die eckige Stücke verschiedener Kalke (viele Hornsteinkalke und Marmolatakalk) sowie Stücke von Porphyrit und Tuffen enthält. Diese Breccie stößt diskordant an die Werfener Schichten, welche hier eine mächtige Kuppel bilden, auf welcher erst der Gipfel der Rodella ruht.

Geht man von hier flach ansteigend am Rodellahang gegen SO, so trifft man auf eine Reihe von auffallenden Felsklippen, die in den höheren Teilen aus Mendoladolomit, in den tieferen aus dunkler gefärbtem, dichtem, bituminösem Dolomit des unteren Muschelkalks bestehen.

Diese Klippen stoßen ebenso diskordant an das Gewölbe der Werfener Schichten.

Die früher beschriebene Störungszone am Pozzatesbach, diese Klippen und die Gipfelscholle der Rodella gehören tektonisch zusammen; sie liegen alle an derselben großen Schubfläche, welche hier um zirka 200 *m* emporgewölbt erscheint.

Der Ausstrich der aufgewölbten Schubfläche im N ist schon beschrieben. Kurz wiederholt, er zieht von unterhalb des Marmolatakalks am Rodellagipfel westlich unterhalb der Forcella zu den Marmolatakalkbreccien unterhalb der hohen Hütten am Pozzatesbach und weiter westlich unterhalb der Masareihütten gegen Rafreider und Plattkofel. Es ist dies die höchste Schubfläche an der Rodella, deren Fortsetzung sich in der Schubfläche an der Basis der Langkofel- und Plattkofel-Schubmasse befindet.

Südlich des Rodellagipfels sind die darunterliegenden aufgewölbten Werfener Schichten über eine Wandstufe von Mendolakalk und unterem Muschelkalk vorgeschoben, wobei der untere Muschelkalk eine schöne, gegen SSW gerichtete Kniefalte bildet. Man kann sehr gut über die schönen Wiesen gleich an der Südseite der Rodellaspitze bis zur Ostecke des Gipfelkalks gehen.

[1]) In der großen beiliegenden Karte waren diese irrtümlicherweise in der Zeichnung mit der tieferen Wand von Mendeldolomit vereinigt. Dies ist in der kleinen Spezialkarte des Gipfelgebiets korrigiert worden.

Wo der Marmolatakalk des Gipfels auskeilt, liegen die Wengener Bombentuffe an der Schubfläche unmittelbar auf Werfener Schichten. Diese groben Bombentuffe bilden den gegen O absinkenden Kamm; 20 bis 30 *m* unter ihnen auf der Südseite zieht die obere Schubfläche durch. Längs derselben ist eine Reihe von Schubkeilen von unterem Muschelkalk, Buchensteiner Hornsteinkalken, Marmolatakalk und Mendoladolomit vorhanden.

Im Gegensatz zu dieser Störungszone zeigen die mächtigen darunterliegenden Werfener Schichten im „Monte de Gries" und „Ben Comun" ein ruhiges, gegen O und SO abfallendes Gewölbe. Dies ist am Osthang die entsprechende Richtung zu dem gegen W und SW abfallenden Teil des Gewölbes am Gabbia und Pozzatesbach am Westhang.

Auf dem Gewölbe der Werfener Schichten am Monte de Gries und Ben Comun sind noch einige kleine Schubschollen von bunten Konglomeraten des unteren Muschelkalks und Augitporphyrits vorhanden.

Eine Absenkung gegen O findet an zwei Querbrüchen statt, die in NNO—SSW-Richtung durch die Rodellagehänge schneiden.

Bei 2300 *m* Höhe, ober Pra Maur, verschiebt die NNO-SSW-Verwerfung im O der Scholle des Rodellagipfels die Schubfläche nach S (vgl. Spezialkarte Rodellagipfel, Taf. XXV).

Auf der Westseite bildet der Marmolatakalk massive, kristallinische Felsen von 30 *m* Mächtigkeit, welche an Mächtigkeit gegen W, wo sie auf Buchensteiner Kalk liegen, sehr rasch zunehmen.

An der Ostseite erscheint der Kalk abgesenkt und keilt äußerst rasch gegen die Schubfläche hin aus.

Sie streicht N 15° O und die Schichten in ihrer Nähe sind vertikal und parallel mit ihr geklüftet. Der Kalk auf der Westseite streicht N 70° W und fällt mit zirka 30° nach N ein; er ist in der Hauptsache vertikal geklüftet (N 50° O). Der abgesenkte Kalk auf der Ostseite streicht N 40° O und fällt mit 15° nach SO ein. Er ist an einigen Stellen stark zertrümmert. Die Tuffe auf der Westseite sind die Wengener Bombentuffe und Zwischenlagen feinerer Tuffe mit schwarzen Pflanzenresten, dieselben Horizonte, die an der Forcella im W des Gipfels anstehen.

Die Alpe im O der Querverwerfung und nördlich der Schubfläche heißt „Pra Maur". Hier stehen die Ober-Werfener Horizonte der unterschobenen Scholle in Kontakt mit Wengener Tuffen der Überschiebungsscholle des Pra-Maur-Gehänges. Bei 2270 *m* Höhe erscheint die Schubfläche leicht aufgebogen und in der unterschobenen Scholle sind Horizonte des unteren Muschelkalks aufgeschlossen. Ein Aufschluß am Bergrücken weist grobe Tuffbreccien oberhalb der Wengener Pflanzentuffe auf und sie liegen auf mergeligen und kalkigen Horizonten des unteren Muschelkalks um etwa 8 *m* höher als die roten und grauen Konglomerate dieser Gruppe. Hier streicht die Fläche genau ostwestlich und schneidet den unteren Muschelkalk unter sehr geringem Winkel, N 10°; gemeinsam mit sehr verschiedenen Mächtigkeiten der über- und unterschobenen Schichten ist sie in nordsüdliche Sättel und Mulden verbogen. Die Reibungszone wird von mylonitischem Tuff und Kalk ausgefüllt, der nach verschiedenen Richtungen geglättet erscheint.

Die Wengener Schichten werden östlich, in einer benachbarten steilen Runse, welche durch einen Bergrutsch verursacht wurde, besser sichtbar. Sie streichen N 30° W und fallen mit 40° nach NO ein.

Weiter östlich zeigen sich schmale, linsenförmige Fetzen von Buchensteiner und Marmolatakalk in der Reibungszone unterhalb der Wengener Tuffe und oberhalb der Ober-Werfener Schichten, die wieder an der Schubfläche in der unterschobenen Scholle anstehen.

Die ganze Serie wird zwischen „Monte de Gries" im W und dem Gehänge „Ben Comun" im O wieder quer geschnitten.

Hiedurch wurde eine geringe horizontale Verschiebung der Ben-Comun-Scholle gegen S verursacht. Der Ausstrich der Schubfläche erstreckt sich von hier in ostnordöstlicher Richtung zur Pradelalpe unterhalb der „Roa"-Hütten.

Die Schubfläche wird gewöhnlich durch einen feinen Mylonit bezeichnet, unter welchem die Ober-Werfener Schichten anstehen, welche ziemlich steiler einfallen als die Fläche; Streichen N 35° W, Einfallen 35° NO.

An manchen Stellen steht in einer Mächtigkeit von 3½ *m* eine grobe Breccie an, welche aus großen Linsen von Ober-Werfener Gesteinen besteht, die mitten in die Wengener Tuffbreccien einverleibt wurden, und oberhalb der Fläche steil verbogen erscheint (Taf. XIV, Fig. 53).

Die wellenförmigen Verbiegungen an der Schubfläche sind hier steiler als weiter westlich, und die Achsenrichtung ist N 5° O. Dies stimmt mit der ostwestlichen Bewegungsrichtung überein, da die Faltung in Sättel und Mulden gewöhnlich quer zur Richtung erfolgt, in welcher sich die Masse bewegt. Harnische sind wiederum nach verschiedenen Richtungen am zertrümmerten Fels ausgebildet, an der wirklichen Schubfläche jedoch verlaufen sie ostwestlich.

Die Gesteine oberhalb der Schubfläche sind hier die Bombentuffe der untersten Wengener Horizonte, und sie sind bemerkenswert grober und mächtiger als jene im Forcellagebiete.

Sie erscheinen unregelmäßig gelagert, streichen N 50° W, fallen mit 15° nach NO ein. Die Sedimentation wird quer von kleinen Brüchen zerschnitten, welche auf eine gewisse Entfernung hin sich von der Schubfläche aufwärts erstrecken.

Die Tuffe zeigen sich eher als verbogen, an zahlreichen nordsüdlichen Rissen und Brüchen verschoben.

Wo die unterschobenen Werfener Schichten gut aufgeschlossen sind, sieht man sie zu papierdünnen Schiefern ausgewalzt, geglättet, poliert, verbogen.

Die Bombentuffe werden von einer dünnen Mandelsteinlava überlagert. Auf ihr liegen die feinen, schwarzen Tuffe und schlackenartigen Tuffbreccien, die nach oben in die mächtig entwickelten Tuffe übergehen, welche die oberen Hänge am Salleibache bilden. Östlich, gegen Prädel, steht unterer Muschelkalk wieder über den Ober-Werfener Mergeln an, doch nur als dünne Abscherungskeile von Mergel oder dolomitischem Kalk. Der Aufschluß soll kurz beschrieben werden.

In einer Höhe von 1863 *m*, in Sora Pradel, nahe dem Hauptwege stehen die glimmerigen Ober-Werfener Mergel an. Sie werden von den roten Mergeln und gelegentlich von roten und grauen Konglomeraten der Horizonte des unteren Muschelkalks überlagert. Die Schichtengruppe liegt beinahe horizontal, leicht verbogen zu flachen Sätteln und Mulden. Wo man eine Inklination erkennen kann, beträgt diese 5—10° gegen SSW. Diese Gruppe wird von einer Reibungsfläche ungleichförmig geschnitten, auf welcher eine Reihe massiver Blöcke liegt, so dicht aneinander gepackt, als wären sie eine an Ort und Stelle zerbrochene Kalklage. Unter diesen liegt eine schmale Reibungsbreccie; die plattigen Mergel sind zerquetscht, verbogen, einige Meter weit verändert. Sie erscheinen unterhalb der Fläche in grauweißem, staubfeinem Mylonit verwandelt.

Oberhalb der Lage von Kalkblöcken kommt ein ungeschichteter, zertrümmerter Fels vor. Er hat das Aussehen einer groben Tuffbreccie mit Einschlüssen kleiner Brocken geschichteter Gesteine. Diese Gruppe wird von den Scherflächen geschnitten, an welchen die Gesteine miteinander verpackt wurden; diese Flächen fallen unter verschiedenen Neigungen von 30 zu 70° gegen O ein. Indem unzweifelhafte Lagergänge hier in die Werfener und Muschelkalkschichten eingelagert sind, werden die Verhältnisse etwas erschwert.

Ein wenig weiter gegen W werden die Mergel des unteren Muschelkalks von einem dünnen Streifen von Mendoladolomit, dann von einem Lagergang und wieder von einem Mendoladolomitstreifen überlagert. Über dieser Gruppe liegt neuerdings eine Reibungsbreccie, auf dieser ungeschichtete Tuffbreccien. Noch weiter westlich werden die Lagen des unteren Muschelkalks von Agglomeraten und kugelig verwitternden Tuffen überlagert.

Zwischen diesen und dem unteren Muschelkalk befindet sich eine Zerreibungszone eines gänzlich ungeänderten und fein zerblätterten Mylonits. Die Lagen des unteren Muschelkalks werden ungleichförmig von der Störungsfläche geschnitten, die augenscheinlich eine horizontale Schubfläche ist.

Die Schubfläche wird bei Pradel von einer anderen, beinahe nordsüdlichen Querverwerfung geschnitten. Die Wengener Schichten der aufgeschobenen Serien erscheinen im O abgesenkt.

Die Werfener Schichten beschreiben an diesem Ostende des Rodellagehänges ein eigentümliches Eck, da sie zusammen mit den überschobenen Wengener Schichten östlich gegen die Querverwerfung herunterbiegen. Dies bildet das östliche Ende des Rodella-Gipfelgewölbes.

Nördlich von Sora Pradel in der Überschiebungsmasse ist Val Salei ganz in Wengener Schichten bis zum Sellajoch eingeschnitten, während Val Pian in ihrem oberen Teil ganz in Cassianer Schichten liegt.

Gegen N durch Val Pian ansteigend, sieht man bei Su Jal eine Blockmoräne aus dem Val Lasties. Ober dieser Moräne und den Bergsturzmassen der Sellatürme ist die Automobilstraße in den oberen Cassianer Schichten eingeschnitten. Diese zeigen hier ausgezeichnete, gegen W gerichtete Überfaltungen und sehr schöne Aufschlüsse, wo typische Versteinerungen vorkommen.

Über den Cassianer Schichten liegt am Südwesteck des Sellamassivs eine kleine Scholle von Schlerndolomit, während die Sellatürme im O gegen die Cassianer Schichten eingesenkt erscheinen. Diese Störung ist die Fortsetzung der Sora-Pradel-Verwerfung. In dem tiefen Einschnitt des Mortiztals unterhalb Sora Pradel erscheint das Gebiet von Pordoi und Cima Rossi an dieser Verwerfung gegenüber dem Gebiet der Rodella ostwärts gesenkt.

Einige Merkmale des Schubkeils am Rodella Gipfel.

Wenn man den Schubkeil des Rodellagipfels mit jenem von Chiarvenna vergleicht, zeigt sich ein deutlicher Unterschied in der Faziesausbildung der kalkigen und eruptiven Felsen der Ober-Buchensteiner Zeit. Im unteren Schubkeil, wie er auf der Westseite der Rodella aufgeschlossen erscheint, sind die Gesteine dieser Zeit um vieles mächtiger entwickelt und können Horizont für Horizont mit der vollständigen eruptiven Schichtenfolge vom Durontal und Monte Dona identifiziert werden.

Im höchsten Schubkeil ist der Augitporphyrit (Zone I) der eruptiven Ober-Buchensteiner Schichten in dem Masarei- und Pozzatesgebiet auf wenige Lagergänge in der Gruppe der Buchensteiner Knollenkalke vermindert, während die Tuffe, Tuff- und Kalkbreccien der Palagonittuffgruppe dünner wie im Durontal sind, und öfters wechsellagernd mit Kalken der Ober-Buchensteiner Gruppe vorkommen.

Gegen O am Rodellagipfel weicht diese gemischte Fazies der Ober-Buchensteiner Schichten einer ganz kalkigen Fazies, dem Marmolatakalk.

Auch die Mandelsteinlava oberhalb der gemischten Tuff- und Kalkgruppe der Ober-Buchensteiner Zeit am Masureigehänge keilt gegen O hin aus, und die schwarzen Bombentuffe der Wengener Zeit liegen im Gebiete des Rodellagipfels auf Marmolatakalk.

Wo die Wengener Schichten am Rodellagipfel auf Marmolatakalk liegen, werden ihre stratigraphischen Verhältnisse durch gewisse geringe Unregelmäßigkeiten bezeichnet (vgl. S. 122).

Sowohl in dieser Hinsicht wie wegen des Vorkommens der Marmolatakalkfazies der Ober-Buchensteiner Serien können Vergleiche mit der Entwicklung dieser Schichtengruppe im östlicheren Gebiete, im Buchensteiner Tale und an den Hängen des Fedajatales, gezogen werden.

Ihre Nähe zum Langkofel- und Plattkofeldolomitmassiv weist darauf hin, daß sie eine Übergangsfazies von einer ganz dolomitischen Ausbildung der Ober-Buchensteiner Serien im N zu einer eruptiven Fazies im S darstellen. Dies

ist unzweifelhaft der Fall, doch als Übergangsfazies setzt sie sich nicht ununterbrochen gegen S, zu den Hängen des Duron- und Fassatales, fort; sie wird von zwei Schubflächen abgeschnitten.

Ein wichtiges tektonisches Merkmal der Störungszone unterhalb des Schubkeils des Rodellagipfels ist das Vorkommen von fast horizontalen Oberflächen, welche durch Scherung und Querfaltung gestört erscheinen, die sowohl die unterschobenen wie die überschobenen Schublagen in der Nähe der Fläche ergriffen hat. Immerhin ist die Südgrenze der Schubmasse zwischen Pozzates und Masarei abwechselnd steil gegen N geneigt.

Die Stärke dieser Querfaltungen in der Richtung N—S oder NNO—NNW dient zur Erklärung, weshalb in einer solchen Masse die Hemmungen der Lagen nahe an der Basis neue Abscherungen über diesen verursachen und im allgemeinen einen größeren Fortschritt der höheren und jüngeren Horizonte in der Richtung der Bewegung.

Die horizontalen Harnische an den Wänden der vertikalen WNW-OSO-Verwerfungen im Marmolatakalk am Gipfel verlaufen ostwestlich, die Faltungen der Fläche nordsüdlich oder nahezu nordsüdlich, und die älteren Gesteine nahe der Basis erscheinen gegenüber den nächstjüngeren Horizonten etwas östlich zurückgeblieben. All dies sind Anzeichen für eine Schubbewegung von O gegen W.

Die unterschobene Scholle unterhalb des Gipfelschubkeils zeigt deutliches Osteinfallen und wird vom höheren, fast horizontalen Keile schräg geschnitten. Dieser ist um etwa 2 *km* weiter gegen W vorgerückt, von Masarei bis zur Gegend des Fassajoches. Das Gewölbe der Werfener Schichten der Rodella unterhalb des Gipfelschubkeils bezeichnet die Stelle der höchsten Aufstülpung oder vorderen Stirn dieser unterschobenen Masse, sowie das Gewölbe des Langkofel- und Plattkofelmassivs die größte Aufstülpung der überschobenen Masse bedeutet. Die gleichen Erscheinungen einer geringen Neigung der Schubflächen, gut entwickelter Querfaltung gemeinsam mit den Schichten oberhalb und unterhalb und einer Verfrachtung der jüngeren Gesteine in der Überschiebungsmasse weiter westwärts als die älteren, wurden bereits vom Nordgehänge des Langkofels und Plattkofels beschrieben.

In der höchsten Schubfläche an der Rodella tritt der südliche Ausstrich derselben Schubmasse zutage, und aus obigen Beschreibungen folgt, daß der Rodellagipfel-Schubkeil an derselben Westbewegung teilhatte wie die Dolomitfelsen des Langkofels und Plattkofels und einen ergänzenden Bestandteil der gleichen Schubmasse vorstellt.

Seine Beziehung zum unterschobenen Keile, welcher unteren Muschelkalk und unter diesem an der Südseite einen weiten Aufschluß von Werfener Schichten umfaßt, ist analog mit den Beziehungen der Langkofelschubmasse an der Nordseite zu den Schubschollen der Ciamp-de-Pinoi- und Sorafreinawiesen.

Der Schubkeil unterhalb der Rodellagipfelfelsen kann als eine der O-W-Schollen innerhalb der Basalmasse aufgefaßt werden, welche westwärts gedrängt wurde.

Das Sellajoch.

Der Marmolatakalk im Schubkeil des Rodellagipfels wird mit geringer Transgressions-Ungleichförmigkeit von der mächtigen Schichtenfolge der Wengener Tuffe überlagert. Diese bilden gemeinsam mit den Cassianer Mergeln, Kalken und Tuffen die hohen Almböden am Sellajoche. Sie werden an der Ostseite von der Fortsetzung jener Querverwerfung geschnitten, die am Ostende der Rodella festgestellt wurde. In der jähen Wand des Sellamassivs oberhalb dieser Verwerfung zeigt ein horizontaler Riß in den Dolomitfelsen eine flache Schubebene an, die ein wenig gegen O geneigt ist (vgl. S. 195, Fig. 32).

Der Riß verläuft durch den Westhang des Sellamassivs mit welligem Ausstrich, unter dem die unterschobene Scholle in engere oder breitere Falten mit O-W-Streichen gelegt ist. Die Fläche bleibt in einer Höhe ungefähr zwischen 2300—2240 *m* bis zu Val Gralba, wo sie an einem O-W-Bruch gegen N herunterbiegt und abgeschnitten ist.

Der Dolomit in den Wänden über und unter dieser Fläche fällt bergaus gegen NW; der Neigungswinkel ist ganz gering in der höheren Wand und steiler, zirka 45—50° NW, in der untern.

Südlich von Val Gralba ist der Zusammenhang zwischen den Felsen der unteren Dolomitwand und den Cassianer Schichten wohl erhalten. Dort sieht man die steilfallenden Dolomitfelsen in der westlichen Flexur der Wand vertikal von einem N-S-Bruch durchschnitten, und auf der Westseite des Bruchs stehen die wechsellagernden oberen Gassianer Kalke und Mergel an, von etwas Schlerndolomit bedeckt, und in eine Antiklinalfalte mit N-10°-O-Streichen gebogen. Dies ist also die Fortsetzung des N-S-Bruches unterhalb der Sellatürme mit Senkung der Ostscholle.

Nördlich von Val Gralba in einer tiefen Rinne gleich unter der tieferen Dolomitwand des Grünen Flecks ist der Harnisch als eine breite Zone mit vertikal geschieferten, stark gedrückten Schichten aufgeschlossen (S. 144, Fig. 20).

Der horizontale Schnitt in den Dolomitwänden scheint von der Val-Gralba-O-W-Verwerfung auszugehen. Die Diskordanz in den Ablagerungen des Dolomits- und der Cassianer Mergel erschwert jedenfalls die Beobachtungen am Grünen Fleck.

An der Westseite des Sellajochs verläuft eine parallele Querverwerfung, die eine sehr geringe Sprunghöhe besitzt, dennoch schneidet sie die Scholle von Piz de Sella von den Wengener Schichten am Nordhange des Passes ab.

Bei ihrer ersten geologischen Aufnahme (vgl. „Thrust-Masses", l. c., 1910) faßte die Autorin diese Verwerfung als eine solche auf, an welcher die Langkofelschubmasse abgesenkt worden und die Cassianer und Wengener Schichten des Joches, als zur unterschobenen Masse gehörig, hier verhältnismäßig erhöht wurden.

Eine genaue Untersuchung des Überganges der Wengener und Cassianer Kalke, Mergel und Tuffe in die dolomitischen Kalke und die Dolomite der Felsen von Sa Coûl verursachte die Änderung dieser Ansicht und die Einordnung der Schichten des Sellajoches in die Langkofelschubmasse. Folglich ist die Schubfläche im Sellamassiv nicht die Fortsetzung der Langkofelschubfläche, sondern die nächste in der Reihe der ostwestlichen Schubflächen.

Die höhere Schubfläche der Boespitze (S. 195, Prof. 4) trifft höhere Horizonte als die obenerwähnten.

Die Südostgehänge der Rodella.

(Vgl. Taf. XXV und Profile.)

Die auffallendste Erscheinung an den Südhängen der Rodella ist unzweifelhaft das Vorhandensein zweier Stufen von Werfener Schichten, die eben und wenig gestört und mit flachem Nordeinfallen auf zwei Stufen von unterschobenen Mendoladolomitfelsen liegen. Am Südosthang ändert sich das Bild wegen der Einschaltung der Buchensteiner Kalke und Eruptivgesteine in die höhere Störungszone zwischen dem Mendoladolomit und den überschobenen Werfener Schichten.

Bei der Untersuchung dieses obersten Vorkommens der Werfener Schichten am Monte de Gries sieht man im Einschnitt des steil herabstürzenden Baches und in den benachbarten Aufschlüssendie Werfener Schichten in eine steile Falte aufgewölbt, die gegen SSO überkippt ist. In der Überkippungszone ist fast jede Schicht gegen die liegende und hangende Schicht differential verschoben und die ganze Gruppe im Mittelschenkel der Falte stark deformiert und ausgewalzt.

Während nun gegen W die erodierenden Kräfte die Schubfläche dort getroffen haben, wo die aufgeschobenen Werfener Schichten auf Mendoladolomit liegen, haben sie gegen O die jüngeren Schichtengruppen im Kern derselben überkippten Falte getroffen. Dies ist durch eine Absenkung des Südostabhanges an einer gegen O-S-O geneigten Flexur und Bruchzone ermöglicht worden, die östlich des Griesbaches und durch „Costates" verläuft.

Die gesunkene Südostscholle schließt eine Reihe von sehr verzerrten und ausgewalzten Verschuppungen des Mendoladolomits und der nächsthöheren Horizonte ein, deren frühere Lage im Innern der überkippten Falte war. Diese bilden das tektonisch komplizierte Gebiet von Sass d'Arbacia und Sass di Roccia gegen Canazei und Gries, dessen Untersuchung am besten von Gries oder Cleva unternommen werden kann.

Die Werfener Schichten der Soracreppa- und Boresc-Hänge nördlich von Gries im Fassatal stehen innerhalb des mittleren Schubkeils der Rodellagehänge an und werden von dem unteren Muschelkalk und den eruptiven Felsen von Sass d'Arbacia überlagert.

Die wirkliche Schichtenfolge der mittleren Trias und der eruptiven Schichten oberhalb der Werfener Schichten kann bequem untersucht werden, wenn man den schmalen Fußweg gegenüber von Cleva (1445 *m*) und dem großen Hotel hinansteigt.

Die Aufschlüsse in den untersten Horizonten wurden in den letzten Jahren stark zerstört. Früher konnte man dort, wo jetzt reichlicher Schutt den anstehenden Fels verdeckt, eine gute entwickelte Folge von Werfener Schichten sehen.

Bei zirka 1580 *m* Höhe erreicht man eine Terrasse, wo Ober-Werfener Mergel in gestörter Lagerung anstehen und an einer flachen Störungsebene an einigen Stellen von zerschnittenen Zonen des unteren Muschelkalks, an anderen von groben Breccien aus Augitporphyrit und Mendolakalk mit Einschaltungen von Augitporphyrit und Blocktuffen ungleichförmig überlagert werden.

Man könnte etwa sagen, die Horizonte des unteren Muschelkalks überlagern die Ober-Werfener Schichten im Ostteile der Terrasse, gegen die Westseite hin jedoch keilen sie längs einer Scherfläche aus und nun liegen die gemischten eruptiven und kalkigen Schichten ungleichförmig auf Ober-Werfener Horizonten.

Folgt man nun einem Fußwege, der sich gegen W wendet, kann man die Ungleichförmigkeit zwischen den gemischten eruptiven und kalkigen Gesteinen und den Werfener Schichten deutlich wahrnehmen. Die Auflagerung erscheint von manchen Anzeichen der Zusammenpressung und von unebenen Oberflächen begleitet. Die Schichten oberhalb dieser horizontalen Störungsfläche sind in der Richtung NW—SO senkrecht geklüftet.

Bei zirka 1600 *m* schneiden die eruptiven Breccien gegen W an einer gut aufgeschlossenen Gruppe von Horizonten des unteren Muschelkalks ab, welche „Myophorien"kalke und Schiefer und rötliche Mergel enthalten. Die Verwerfung verläutt N 40° W, und die Ostseite ist ein wenig abgesenkt. Sie ist, obwohl hier viel steiler geneigt, die Fortsetzung der eben beschriebenen Schubfläche, deren Ausstrich NS von Gries aus verfolgt worden ist.

Die Schichten des unteren Muschelkalks streichen westlich der Verwerfung nordsüdlich und fallen mit 15° gegen O ein.

Die Schichtenflächen sind in der Richtung NW—SO stark geglättet und gerillt. Der Weg leitet für eine kurze Strecke durch unteren Muschelkalk, dann durch Ober-Werfener Schichten, die aus rötlichen, glimmerigen Sandsteinen und Schiefern mit charakteristischen Fossilien bestehen. Bei zirka 1640 *m* am Wege erscheinen die Werfener Schichten stark verschiefert, geglättet und fallen steiler ein. Bei 1660 *m* stoßen sie an einer vertikalen Verwerfung — N 16° W — an eine ältere Gruppe von fossilführenden Seiser oder unteren Werfener Kalken.

Die älteren Werfener Schichten, westlich der Verwerfung, fallen mit 20° gegen ONO, an der Verwerfung noch steiler ein. Die Verwerfung kann man nordwärts bis zu den Felsen aus Mendolakalk bei 1700 *m* verfolgen, wo sie in die Richtung NNO dreht und zwischen den Mendolakalkfelsen im W und einem steilen Hang aus massigem Augitporphyrit und gemischten porphyritischen und kalkigen Gesteinen im O durchzieht.

Das Gehänge von Soracreppa im W der Verwerfung enthält eine vollständige Schichtenfolge von Werfener Gesteinen, unterem Muschelkalk und Mendolafels, die im Bach flach einfallen, aber mit steilem Abbiegen nach O gegen die Verwerfung stoßen. Hier kann man keine Anzeichen für die gestörte horizontale Fläche finden, an welcher auf der Ostseite die untere Gruppe der Tuffe, Augitporphyrite und Kalke ungleichförmig Horizonte der Werfener Schichten und des unteren Muschelkalks überlagert. Die Verwerfung setzt sich von Costates in genau östlicher Richtung fort, hier mit Flexur der Nordscholle und Senkung der Südscholle.

Nach sorgfältiger Prüfung schließt die Verfasserin, daß diese Fläche und die begleitenden Störungen auf der Terrasse über Cleva bei zirka 1580—1600 *m* Höhe zwischen Gries und Canazei lokale Schubebenen seien, an welchen nach den ersten Überkippungen und Überschiebungen spätere Querfaltungen und Verschuppungen gegen W und SW stattgefunden haben. Die Rillen und Harnische an den Scherflächen verlaufen gewöhnlich von NW nach SO und das Schichtenstreichen dreht aus der WNW-OSO-Richtung in eine Richtung von NW nach SO oder NNW nach SSO.

Das Saleital ober Canazei.

Die Werfener Schichten setzen sich unter diesen Scherflächen von Gries gegen Canazei fort. Die Kirche von Canazei liegt in 1468 *m* Höhe. Wenn man durch das Saleital ansteigt, erreicht man das letzte der Häuser bei 1480 *m*, wo eine Brücke den Bach quert.

Die anstehenden Felsen sind in 1475 *m* Höhe auf der Seite von Canazei, also an der linken Seite der Brücke gut aufgeschlossen. Es sind blaugraue Kalke, an manchen Stellen voll von *Myacites*-Fossilien, und gehören zu den unteren Werfener Horizonten.

Sie sind stark verbogen und gestört, zeigen dennoch ein allgemeines Streichen N 10° O und ein Einfallen mit 30° nach O, werden von sandigen und glimmerigen oberen Werfener Kalken, dann von ziegelroten und grünlichen Schiefern, endlich von grauem, plattigem und brecciösem Kalk überlagert.

Bei 1500 *m*, gleich ober dem Krafthause und der Brücke, kommen die Werfener Schichten in Kontakt mit einer Eruptivmasse im O, welche aus einer Mischbreccie kleiner Brocken von Mendolakalk und Augitporphyrit besteht und von einem Lagergang mit Blockstruktur, von groben Tuffagglomeraten und Augitporphyrit mit großen Kalkeinschlüssen durchschnitten und überlagert wird.

Die Werfener Schichten auf der linken Bachseite unterhalb dieser Masse zeigen viele horizontale und geneigte Scherflächen, sind geglättet und gewellt, die Fossilien der oberen Werfener Horizonte stark gepreßt und verzerrt. Diese Schichten fallen unter einen Winkel, der von 40 zu 50° wechselt, gegen O ein.

Diese Verhältnisse setzen sich auf den Hang auf der rechten Seite des Baches fort, wo unterer Muschelkalk und Mendolakalk im W und die eruptiven Serien im O anstehen. Die Muschelkalk- und Mendolafelsen sind gegen die Eruptivbreccien gebogen und sind sehr zerschnitten und geädert. Die Eruptivbreccien werden von Augitporphyritgängen durchbrochen und von der vollständigen eruptiven Serie überlagert, die an der Cima di Rossi im O aufgeschlossen ist.

Gegen N werden die eruptiven Felsen gleichfalls von Werfener Schichten abgegrenzt.

Die Werfener Schichten sind die unteren oder „Seiser" Horizonte und die nächstfolgenden roten Schiefer und grauen, sandigen Kalke der oberen Werfener Gruppe. Die Gruppe steigt aus dem Tale steil an, streicht N 65° W und fällt mit 75° gegen NNO.

Die Schichten stellen sich dann rings gegen SW senkrecht, drehen in ein Streichen N 70° O und fallen mit 30° nach NNW.

Die Flexur kann als Knieflexur beschrieben werden, deren unverbogener Teil sich an der Südwestseite befindet, deren konvexer oberer Teil nach NO schaut. Doch wurde die Flexur gegen W um zirka 40° verdreht.

Hier und dort liegen diskordant auf den Werfener Schichten und in Hohlräumen eruptive Breccien und Tuffe, und die Erscheinungen sind sehr ähnlich mit den intrusiven Tuffbreccien und groben Agglomeraten am NO-Buffauregehänge. In den Tuffen kommen westwärts Kalklinsen vor, und diese Linsen treten nordwärts auf ziemliche Erstreckung hin an einer Kontaktfläche neben Werfener Schichten. Die Fläche fällt gegen W ein, stellt sich aber nordwärts steiler. Es muß aber berücksichtigt werden, daß in der stratigraphischen Reihenfolge der Schichten hier, wie am Ben Comun, Mortiz-Abhang und Cima di Rossi, die Eruptivgesteine mit ursprünglichen Diskordanzen auf Werfener und den nächsthöheren Horizonten aufgelagert waren, auch daß die unteren Muschelkalk und Mendoladolomitstufen stellenweise mehr oder weniger von Eruptivgesteinen ersetzt worden sind.

Immerhin sind manche Unregelmäßigkeiten das Ergebnis starker Querpressung der Schichten, welche den Sass d'Arbacia und die unteren Hänge von Sass Rodella an dieser Ostseite des Gebirges zusammensetzen. Und gerade hier im Canazei- und Mortiz-Talabhang haben wir es wahrscheinlich sowohl mit späteren untergeordneten Verschuppungen wie mit den ursprünglichen vulkanischen Vorgängen zu tun.

Sass d'Arbacia.

(Vgl. Taf. IV, Fig. 9, 10, Taf. XIV, Fig. 54.)

Die Gesteine der höheren Niveaus am Gehänge von Canazei und an den Westhängen von Sass d'Arbacia sind voll von Scherflächen. Die Sass di Roccia sind zwei Türme aus dolomitischem Kalk, genau nördlich von Canazei.

Der tiefere dieser beiden weist an seinem nordöstlichen Eck eine feine Zerreibungszone im dolomitischen Kalk auf. Diese ist 1 *m* bis $1^1/_2$ *m* mächtig und setzt sich aus feinem Kalkstaub und Brocken von Tuff und Porphyrit zusammen. Das Dach über derselben bildet Mendolafels, die Basis geschichteter, grau und orange verwitternder Dolomit und sandige Kalke und Mergel, welche sicher der Gruppe des unteren Muschelkalks angehören. Diese erscheinen selbst von kleinen Scherflächen zerschnitten und lokal zertrümmert.

An einer Stelle ist die Reibungszone sehr schmächtig und die Überschiebungs- und Unterschiebungsfläche wohlerhalten. Diese Flächen sind regelmäßig gewellt, die Hohlräume der unterschobenen Felsen genau gegenüber von den Ausbauchungen oder Sätteln in dem darüber liegenden Fels. Alle Oberflächen sind stark geglättet, die Rillen verlaufen nord-südlich.

Das Einfallen der ganzen Fläche ändert sich sehr rasch, sie zieht in breiten Wellen, manchmal steil, manchmal horizontal, durch den ganzen Fels. Im N des tieferen Turmes wird sie durch einen geringen Bruch in der Richtung N 40° O um etwa 4 *m* abgesenkt, geht dann in den nächsten, höheren der beiden Felsen über, in welchem sie eine Flexur beschreibt, die unter einem Winkel von zirka 45° gegen NW ansteigt. Eigentlich nimmt die Schubfläche in einer allgemeinen absenkenden Flexur gegen SO und OSO an diesem Hang teil.

Der Mylonit am höheren Turm ist sehr bemerkenswert. Es ist eine zertrümmerte Masse, 5 *m* mächtig, die Brocken von Mendolafels, unterem Muschelkalk und Augitporphyrit enthält.

Manche Blöcke sind 1—2 *m* mächtig, doch die meisten haben einen Durchmesser von etwa $^1/_2$ *m*. Sie sind eingekerbt, nach allen Richtungen in eine feine Breccie mit runden und eingedrückten Bruchstücken verpackt und vermengt mit grüngrauem Kalkstaub.

Diese Schubfläche ist nördlich von einem Gang grober Tuffe und Tuffbreccien unterbrochen, setzt sich aber bald wieder fort mit Ausstrich in NNO-Richtung.

Nach W zieht die Fläche zwischen steil aufgerichteten Trümmern von Mendolakalk als Überschiebungsgestein und zerquetschten Tuffen und Tuff- und Porphyritbreccien als unterschobene Gesteine durch. Die unterschobenen eruptiven Gesteine sind dieselben, welche an der Terrasse ober Cleva ungleichförmig auf Werfener Schichten liegen. Es ist deshalb die Zerreibungszone von Sass di Roccia wahrscheinlich ein triassischer Lagergang-Kontakt, der stellenweise von späteren Verschuppungen getroffen worden ist.

Die Felsen oberhalb Sass di Roccia sind Tuffe und gemischte Augitporphyrit- und Tuffbreccien, ähnlich jenen unterhalb des Mendolakalks der Terrasse von Cleva. Sie entstanden aus intrusiven Agglomeraten von Lagergängen zwischen unregelmäßigen Zonen von Mendolakalk, in welche sie Gangapophysen entsenden. Die Vorkommen hier gehören unzweifelhaft zur selben Gruppe eingeschalteter Mendolafelsen wie jene am Westabhang gegen Griesbach ober Soracreppa.

Die Agglomerate der Lagergänge sind sehr grob und enthalten gelegentlich Blöcke aus Werfener Schichten und unterem Muschelkalk, obwohl sie der Hauptsache nach von Mendolakalk herstammen. Eine schöne Schubfläche mit welligem Verlauf durchbricht die hohen Wände von Sass d'Arbacia, wobei Mendolakalk und Dolomit auf unteren Muschelkalk verschoben ist. Die Richtung scheint südlich zu sein.

Die Schubfläche kann gegen W bis zur NNO-SSW-Verwerfung verfolgt werden, die durch die Felsen von Sass d'Arbacia schneidet, und taucht an der gehobenen oder Westseite der Verwerfung in zirka 1750 *m* unter dem Mendoladolomit wieder auf. Die Schubfläche kann nun wieder nordwärts bis zur ostwestlichen Verwerfung verfolgt werden, die die gesunkene Scholle von Sass d'Arbacia von den Werfener Schichten der Mortitschalpe scheidet.

Zusammenfassung.

Wir haben folglich an diesem Teile des Ostgehänges ein altes Intrusionsfeld, das unter starken späteren Druck gekommen ist. Mehrere Schuppungen haben stattgefunden und im Zusammenhang mit diesen Flächen haben wir starke Cleavage, Faltungen in der Richtung NNO—SSW und auf der Ostseite gegen Saleital und Cima di Rossi eine Flexur gegen einen N-S-Bruch.

Die Erscheinungen weisen darauf hin, daß die Torsion gegen SSW die Entstehung einer Anzahl von Scherflächen im unterschobenen, ausgewalzten Teil der oberen Rodellascholle verursachte. Diese Flächen sind von drei Querbrüchen durchschnitten worden, die stufenartig Senkung der Ostschollen hervorgebracht haben.

Gegen W zu zieht dieser Schubkeil als eine unterschobene Störungszone unter den höher gelegenen Werfener Schichten mit wohl ausgeprägter Schubfläche unterhalb Sora Sass durch, aber gegen NW, in der Gabbiawiese, läßt er sich

nicht mehr ununterbrochen nachweisen. Wenn auch Schubschollen von Mendoladolomit unter Pescosta vorkommen, die sich am besten als einige Reste von einer abgeschnittenen unterschobenen Zone erklären lassen, haben hier die gestörten und gefalteten Werfener Schichten im Hangenden und Liegenden ganz das Aussehen, einer einzelnen Masse angehörig zu sein. Es scheint, als ob sie vom hohen Gewölbe unterhalb der Rodellagipfelscholle in einer steilen, nach SW gerichteten Knieflexur gebogen sind, deren Oberschenkel in zirka 2080 *m* Höhe von Pescosta zu stark gepreßten Werfener Schichten oberhalb Strentures bergaus umbiegt. Das wäre in direkter Linie mit der Sora-Sass- und So-Rodella-Störungslinie und bedeutet, daß diese Störung ihre Ursache im oberen Teil einer nach SW überkippten Falte nahm.

Ein wenig südlich am Hang, unterhalb Ren, kann die steile Umbiegung und das Bergeinfallen gegen NO im Mittelschenkel dieser Falte beobachtet werden. Dies gibt die Erklärung für die Beziehungen zwischen den überschobenen Werfener Schichten und der darunterliegenden überkippten Gruppe von Mendoladolomit und unterem Muschelkalk, sandigen und mergeligen Kalken. Letztere gehören der Reihe nach zu dem untersten oder „Anterrues"-Schubkeil, in dem wieder eine steile Flexur bergaus gegen SSW stattfindet.

Es folgt, daß der ganze Abhang von Rodella aus der Deformation einer großen gegen S überkippten Falte zu einer Reihe von Schubschollen besteht, während die Gipfelscholle, die eine höhere Verschiebung ist, einen wesentlichen Teil der Sella-Joch- und Langkofel-Überschiebungsmasse bildet. Alle diese Schollen sind an der Westseite in Gestalt einer hohen Kuppel angehäuft.

Wir haben nun gesehen, daß östlich von der Mahlknechtgegend durch den Nordhang des Durontales nach Rodella zu eine Hauptantiklinale in der älteren Faltung in WNW-OSO-Richtung verläuft. Diese ist im Rodellagebiet sowohl von den beschriebenen Verdoppelungen wie von den späteren Aufbiegungen der Schichten in NNO-SSW-, bzw. NO-SW-Richtungen deformiert worden, so daß die hervorragende Kuppel hier eine Stelle bezeichnet, wo einer älteren Antiklinale eine spätere Aufwölbung quer hinzugefügt wurde (vgl. Fig. 39).

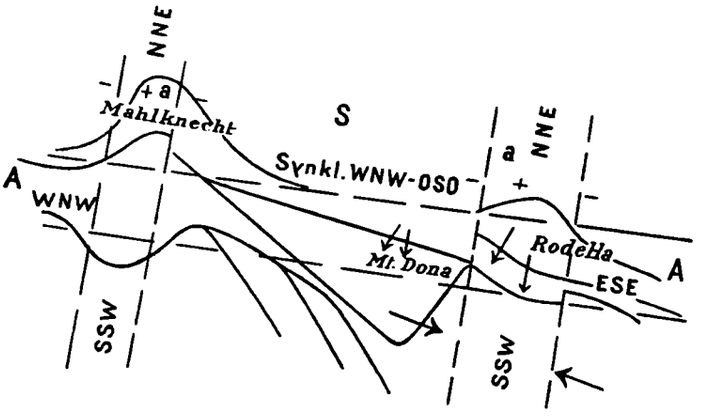


Fig. 39. Schematischer Grundplan. *A* = WNW—OSO Antiklinale (Mahlknecht—Rodella), später von NNE—SSW Antiklinale (a) und Synklinale (S) gekreuzt. Die alte Antiklinale wurde in der Rodellagegend von NNO-fallenden Schubflächen geschnitten. Die Schichten und Brüche des Mt. Dona sind nach SSW gedreht.

Die Querverwerfungen an der Rodella.

Die drei Verwerfungen in der Richtung NNO—SSW, welche durch die Abhänge der Rodella ziehen, bilden eine stufenförmige Reihe, welche die Schollen im O absenkt. In dieser Hinsicht stimmen sie mit den nordsüdlichen Verwerfungen überein, wie sie von der Nordseite des Grödener Tales beschrieben wurden.

Die Absenkung im O hat alle ostwestlichen Schollen betroffen und schneidet durch die Schubflächen, so daß sie ein letztes charakteristisches Merkmal in den deformierenden Ereignissen bedeutet.

Am Rodellagehänge zeigen sich in den Schollen, westlich der Verwerfung, deutliche Flexuren der Schichten gegen O und nach unten; z. B.: 1. auf der linken Seite des Fosellbaches, 2. bei „Varell" im W von Gries, wo die mittlere Schubfläche mit einer Flexur nach O scharf zum Fassatalboden absinkt, 3. am Osthange von Sass d'Arbacia nahe dem Salleital oberhalb von Canazei. Alle diese Flexuren setzen sich gegen N im Gehänge fort.

Die Scholle also, die am höchsten in der Reihe steht, ist die den Gipfel einschließende Westscholle. Dieselbe zeigt eine scharfe Knickung nahe dem Pozzatesbach mit Flexur und teilweiser Überschiebung nach W. Sie zeigt eine ausgesprochene antiklinale Faltung mit einer NNO-SSW-Achse und, wie später gezeigt werden wird, setzt sie sich südlich im Monte Dona-Abhang fort.

Eine ähnliche Knickung und westliche Überschiebung ist oberhalb Gries lokal mit der N-S-Verwerfung verbunden.

Das Monte-Dona-Gebirge.

Die Überschiebungsstrukturen.

Das hohe Plateau der vulkanischen Gesteine im W des Fassatales zwischen Campitello und Campestrin wird gewöhnlich Monte Dona genannt, ein Name, der von den Weidehängen an der Val Dona genommen wurde. Der einfache geologische Bau der Tuffe und Laven dieses Plateaus wurde bereits beschrieben (vgl. S. 229; Taf. XXIII, Prof. 11.) Die älteren Gesteine, die die Steilhänge zum Fassatale zusammensetzen, zeigen eine sehr komplizierte Struktur und werden von zwei Schubflächen und mehreren Verwerfungen geschnitten (vgl. Taf. XV, Ansichtsprofil 14).

Die Fontanazzo-Scholle.

(Taf. XV, Prof. 15a.)

In Vorbereitung zu einer allgemeinen Besprechung müssen einige Profile durch die Hänge im einzelnen beschrieben werden.

Das erste sei jenes von der Egacieterrasse im O des Ponsingipfels zum Dorfe Fontanazzo di Sotto (1388 *m*) im Fassatale (Prof. 15a). Unter der Kante des hohen Plateaus (2080 *m*) liegen die jäh abstürzenden Felsen aus Mendoladolomit. Von 1892 *m* abwärts steht eine äußerst stark vermischte Schichtengruppe von unterer und mittlerer Trias an, und die Felsen erscheinen durch drei Wasserrisse tief erodiert, die in etwa 1640 *m* Höhe zusammentreffen.

Die unteren Hänge sind dicht bewaldet und gewähren bis zu 1500 *m* hinab nur beschränkte Aufschlüsse. Hier stehen oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten an.

Am Ursprunge des mittleren Wasserrisses, bei zirka 1885 *m*, werden die Dolomitabstürze von einer beinahe horizontalen Schubfläche geschnitten. Das Gestein unterhalb der Fläche ist ein Dolomitmylonit, in den höchsten Horizonten nahe der Fläche zu papierdünnen Lagen ausgewalzt. Unterhalb dieser ist das Gestein voll von Harnischen und auf eine Dicke von 8 *m* hin in einen blaßorangefarbenen bis weißen, steil geklüfteten Dolomit umgeändert (Taf. XVII, Fig. 62).

Die Harnische auf den Cleavageflächen sind deutlich ausgebildet, zeigen häufig die Richtung NW—SO, doch eine andauernde Richtung konnte nicht festgestellt werden.

Die Schubfläche ist als eine Reihe kleiner Vertiefungen aufgedeckt, welche mit höhlenähnlichen Dächern auswittern

Der größte Hohlraum ist etwa 1 *m* hoch und 2 bis 5 *m* in den Fels eingetieft. Zwischen den Höhlungen stehen schmale Pfeiler, doch hängen sie hinter denselben häufig zusammen.

Das Vorkommen gewölbter Höhlungen ist für die Schubflächen im Dolomit sehr bezeichnend.

Die Pfeiler gehören zur Reibungszone und das Gestein unterhalb ist stark verändert und auf eine Mächtigkeit von $^1/_2$ *m* voll von Hornsteinen. In dieser Zone zeigen die Harnische die verschiedensten Richtungen.

Die Fläche kann sowohl gegen N als gegen S weiterverfolgt werden, abwechselnd durch die Schichten an- und absteigend. Ein wenig gegen N hin wird sie von einer NNW-SSO-Verwerfung (zirka N 10° W) geschnitten, an welcher die Felsen auf der Ostseite abgesenkt erscheinen. Der Sprung beträgt etwa 20 *m*, und die Verschiebung bringt die Felsen im O weiter vorwärts.[1])

Die Schubfläche schneidet nun zunächst durch Mendoladolomit der abgesenkten Scholle, jedoch bei Pra Molin stehen unter der Schubfläche Augitporphyrit und zerquetschte Buchensteiner Schiefer und Kalke an. Die unterschobenen Gesteine setzen sich durch Pra Molin fort, die Schubfläche jedoch stellt sich gegen W steil auf und streicht gegen die NNW-SSO-Verwerfung, welche durch die hohe Terrasse zieht. Die unterschobenen Schichten erscheinen mit der Fläche aufgebogen und werden von der eruptiven Schichtenfolge der Egacieterrasse überlagert. Der aufgeschobene Dolomit ist einfach ein Erosionsrest einer verbogenen Schubscholle.

Die Aufschlüsse im S von Pra Molin zeigen bis zur Höhe von 2035 *m* den anstehenden, aufgeschobenen Mendoladolomit, überlagert von gutgeschichtetem, dolomitischem Kalk und den gebänderten Schiefern der nächsthöheren Horizonte, auf denen geringmächtige Buchensteiner Knollenkalke liegen. Die Hütte in 2145 *m* Höhe ist auf Dolomitfelsen erbaut, welche sich nördlich der Hütte noch etwa 50 *m* weit erstrecken. Sie schneiden hier an einer vertikalen NW-SO-Verwerfung gegen Tuffe, Breccien und eingeschaltete Laven ab.

Im W schneidet die Schubfläche die dolomitischen Gesteine von den eruptiven Serien ab, und die vertikale Verwerfung, welche durch die Terrasse zieht, steht mit dem Eintauchen und der Absenkung der eruptiven Gesteine an ihrer Westseite in Verbindung.

Die vertikale NW-SO-Verwerfung zieht in 1914 *m* Höhe durch eine tiefe Runse gleich südlich der unteren Hütte von Pra Molin und setzt sich durch das ganze Gehänge des Monte Dona gegen Fontanazzo di Sotto fort. Sie senkt die Scholle im N. Diese Verwerfung soll als „Egacieverwerfung" bezeichnet werden.

Wenn wir der Schubfläche südwärts nachfolgen und wieder von der ersten Stelle der Beobachtungen ausgehen, steigen die gesamten Schichten an, und die Fläche erscheint in der Dolomitwand südlich des Punktes 1892 *m* der Karte gut aufgeschlossen.

Dolomitische Kalke aus Horizonten des unteren Muschelkalks stehen ober der Schubfläche an und werden von Mendoladolomit überlagert.

Der unterschobene Mendoladolomit wird von Lagergängen durchsetzt, die Schubfläche dann im S von einer NW-SO-Verwerfung geschnitten, welche durch La Fontane zieht und die südliche Scholle senkt.

Jener Teil des Gehänges oberhalb Fontanazzo, zwischen den Verwerfungen von Pra Molin im N und jener von La Fontane im S, bildet, von jeder Seite gesehen, den auffallendsten Zug an der Ostseite des Monte Dona. Es ist die einzige Stelle des Berges, wo mächtige Felsabstürze von lichtem Dolomit sich zeigen. Ihre Mächtigkeit wird durch die Verdoppelung des Mendoladolomits an der Schubfläche und in geringerem Maße durch das Auswärtsfallen desselben verursacht.

In einem Bacheinschnitte unter dem Punkte 1892 *m* kann man im tiefsten Teile der Mendoladolomitfelsen eine weitere Schubfläche beobachten. Diese wurden auf Horizonte des grauen, massigen und gutgeschichteten Dolomits, dem unteren Muschelkalk zugehörig, überschoben.

[1]) In der geologischen Karte hätte die grüne Farbe für Buchensteiner Knollenkalke auf beiden Seiten dieser Verwerfung eingezeichnet werden sollen, oder die Dolomitabstürze und die Grenzzone bituminöser Kalke.

Der Hangendfels ist geglättet und poliert. Die Reibungszone unterhalb wird auf etwa $^1/_2$ *m* von senkrecht und stark geklüftetem Dolomit ausgefüllt. Die Schichten unter diesem sind ein fein ausgewalzter Mendoladolomit und beschreiben eine steile Flexur nach abwärts.

Die Fläche streicht ONO—WSW und fällt mit 28° nach NNW ein. Der Hangenddolomit zeigt dieselbe Neigung zur Bildung von Wölbungen und Höhlen.

Im südlichsten der drei Wasserrisse unterhalb der unterschobenen Mendolafelsen steht unter diesen und im gestörten unteren Muschelkalk Augitporphyrit als Lagergang an. Er zieht an einigen Stellen beinahe senkrecht durch dickgeschichteten dolomitischen Kalk, an anderen tritt er mit geringer Ungleichförmigkeit in diesen ein. Am rechten Bachufer in dieser Runse steht unterhalb des Lagerganges dolomitischer Kalk als zertrümmertes Gestein an, das große Brocken enthält, die horizontal in weicherem Material stecken. Unter diesem sind graue Mergel und mergelige Kalke. Ihre Lage nächst dem Trümmergestein zeigt ein Fallen von 58° gegen SSO, doch wenige Meter nördlich wird sie vertikal. Wir haben hier manche Anzeichen für Zusammenpressungen und Schubbewegungen zwischen NNW- und SSO-Richtungen.

Längs dieser gestörten unteren Muschelkalkschichten erstreckt sich ein schmales Band vertikaler, geklüfteter, stark gepreßter Schichten, meist dunkelrote, graue, glimmerige Schiefer mit deformierten und verdrückten Bivalven, anscheinend obere Werfener Schichten. Sie steigen am rechten Ufer in einer Verwerfungskluft in der Richtung N 70° O an. Am linken Ufer, z. B. auf der Nordseite des vertikalen Schichtenbandes, steht wieder die gleiche Schichtenserie wie auf dem rechten an, nämlich zertrümmerter unterer Muschelkalk und ein Porphyritlagergang.

Die entsprechenden Gesteine auf beiden Seiten stoßen an der Verwerfungskluft mit so geringer Verschiebung ganz nahe aneinander, daß ihre Anordnung gut als eine stark überkippte, antiklinale Falte bezeichnet werden kann, deren beide Flügel beinahe parallel zueinander sind. Das vertikale Band verläuft von ONO nach WSW, so daß die Zerquetschung mit Krustenspannungen in der Richtung zwischen NNW und SSO in Verbindung gebracht werden kann, falls die Schichten nicht nachträglich aus ihrer Richtung gedreht wurden. Diese Richtung wäre eine annähernd rechtwinklige zum Schichtenstreichen am Gehänge von ONO nach WSW oder von NO nach SW.

Unter dem Bande steht auf der rechten Seite ein Gestein an, das zertrümmertem, unterem Muschelkalk und Mendoladolomit ähnlich sieht, dicht miteinander verknetet und in der Mächtigkeit von wenigen Metern zu 10 oder 12 *m* schwankend.

Dies Gestein kann als die Basis der Schubschollen angenommen werden. Es ähnelt ganz den tektonischen Breccien hoch oben am Westhang der Rodella, während das schmale vertikale Band von oberen Werfener Schichten zeigt, wie der Kern einer Falte mitverschuppt wird und selbst als Schubkeil entwickelt. Auf der linken Seite zeigt der Porphyrit eine Mächtigkeit von 40 bis 50 *m*. Er gehört zum nördlichen oder tieferen Flügel der zerquetschten Falte, ist geglättet und poliert.

Der zertrümmerte untere Muschelkalk und der Augitporphyrit liegen an einer etwa mit 35° gegen NW geneigten Schubfläche auf der linken Seite in 1680 *m* Höhe ungleichförmig auf Mendoladolomit. Der Mendoladolomit weist zahlreiche geglättete Cleavageflächen auf und fällt steil nach außen, mit zirka 45° nach SSO. Er wird selbst von einer weiteren Scherfläche von sehr geringer Neigung durchsetzt. Man erkennt deshalb, daß die Gruppe der enggepreßten oberen Werfener und der Schichten des unteren Muschelkalks Teil eines gefalteten Schubkeils ist, der an einer flachen Schubebene auf Mendoladolomit liegt. Das Profil kann wegen des tiefen Schuttes in der Runse in diesem tieferen Gehänge nicht weiterverfolgt werden. Doch besteht auf der Nordseite der Runse, oberhalb und unterhalb der Hütte („Le Pozze"), bei 1627 *m*, ein Zusammenhang.

Der unterschobene Mendoladolomit im Aufschlusse in der Runse erleidet an einer NW-SO-Verwerfung eine geringe Verschiebung nach S und eine Änderung im Streichen.

Seine allgemeine Form ist die einer Flexur mit Streichen ONO—WSW. Das Einfallen gegen NNW ist flach, gegen SSO in Form eines Knies steiler.

Mit diesem Streichen steigt der unterschobene Mendoladolomit an den Hängen flach gegen N an.

Die Mendoladolomit Felsen werden von einem Lagergang aus geglättetem Augitporphyrit überlagert, der im S an einer Verwerfung gegen eine abgesenkte Zone von Mendoladolomit abschneidet. Dieser streicht von NW nach SO und bildet im höheren Teile nahe an der Verwerfung eine mit 25° gegen SO abfallende Flexur, die in kurzer Entfernung plötzlich steiler wird.

Der abgesenkte Mendoladolomit wird gleichförmig von grauen, gutgeschichteten und dunkel gebänderten, bituminösen Kalken überlagert, über denen die knolligen und kieseligen Buchensteiner Kalke in unregelmäßiger Mächtigkeit liegen. Diese Gruppe ist dicht von Lagergängen durchdrungen und geht nach oben in zwischengelagerte Tuff- und Kalkbreccien und in Augitporphyrit über.

Die Hütte von „Le Pozze" steht auf Buchensteiner Lagen, und es ist die Beimischung von vulkanischem Gestein, welche den plötzlichen Übergang zu fruchtbarem Weideland bewirkt.

Eine vollständige Reihenfolge der Schichten, welche die Alpe unterlagern, kann in einer tiefen Schlucht auf ihrer Nordseite, zwischen der Alpe „Le Pozze" und dem Gehänge von Crous, beobachtet werden. Die Schlucht fällt zunächst mit der Verwerfung zwischen den beiden Gebieten zusammen.

Auf ihrer Südseite, der Seite von „Le Pozze", steht von der Basis der Hütte bis etwa 1530 *m* hinab eine Schichtenfolge von Buchensteiner Kalken und Tuff- und Kalkkonglomeraten an, in welcher Gänge vorkommen (Streichen N 50° O, Einfallen 35—40° SO).

Nun folgt eine Reihe schmaler Falten im Mendoladolomit, sie fallen bei der Höhe 1480 *m* nach außen und werden von den dunklen, bituminösen Kalken und den darüberliegenden Buchensteiner Kalken oberhalb Fontanazzo überlagert. Diese streichen N 80° W und fallen mit 45—50° nach S. In Klüften der dickergeschichteten, bituminösen Kalke findet man vielfach Spuren von zähflüssigem Asphalt.

Dieses Profil läßt die gutentwickelten Faltenreihen vom Gehänge des Monte Dona und ihre steilen Flexuren zwischen WNW und OSO erkennen. Die hohe Aufrichtung dieser Reihen im oberen Gehänge bezeichnet die südliche Fortsetzung der antiklinalen Hebung, welche bereits von der Westseite der Rodella in der Richtung NNO—SSW dargestellt wurde. Gleichfalls weist die Flexur der Ponsinscholle mit ihren Eruptivgesteinen gegen die Aufwölbung der älteren Schichten des Hanges auf die Fortsetzung der ähnlichen Störung im unteren Teil des Pozzatesbaches.

Die Fontana-Scholle.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 20.)

Die angrenzende Scholle im S, unterhalb von La Fontana, zu welcher der auffallende Fels von Pian da Lors in etwa 1800 *m* Höhe gehört, ist im Verhältnis zur nördlichen Scholle von Fontanazzo und Egacie gesenkt. Sie weist die gleichen zwei Schubflächen auf. Der obere Schubkeil ist ziemlich mächtig, der Mendoladolomit wird von etwa 25 *m* eines geschichteten Echinodermenkalks, dunkler, gebänderter Kalke und Buchensteiner Knollenkalke überlagert, auf welchen Augitporphyrit liegt. Die unterschobenen Schichten stellen die enggepreßte, südliche Fortsetzung der gefalteten Gesteine dar, welche die ausgedehntere Schichtengruppe in der Egaciescholle bilden. Man sieht hier sehr gut an der westlichen Ecke dieser Scholle, wie die Schubfläche unter dem Mendoladolomit westlich hinaufbiegt und gegen die Flexurverwerfung in den Eruptivgesteinen stößt. Der Dolomit liegt also als eine eingeklemmte Schubklippe flach auf der Unterlage.

Der untere Schubkeil in der Scholle von Fontane zeigt am hohen Gesimse gleich unter der Überschiebungsfläche drei wohlausgebildete Sättel, deren Achsen von WNW nach OSO weisen, und diese liegen flach auf dem Mendoladolomit des Felsen von Pian da Lors.

Die aufgeschobenen Gesteine sind die roten und grauen Mergel, gutgeschichteter Dolomit und dolomitischer Krinoidenkalk des unteren Muschelkalks. Sie stehen im südlichen Teile der Scholle an, doch weichen sie im nördlichen jüngeren Schichten. Diese vertreten die scharf geknickte Aufstülpung derselben Horizonte in den überschobenen Schichten der benachbarten Scholle von Egacie und Fontanazzo gleich im N.

Am Pian da Lors kommt auch ein zertrümmertes Mischgestein aus unterem Muschelkalk und Mendoladolomit vor, ähnlich jenem in der Hauptrunse der Scholle von Egacie und Fontanazzo.

Die Cerpei-Scholle.

(Vgl. Taf. XV, Prof. 5b.)

Die nächste Scholle im S möge als jene von Cerpei und Foscaz ausgeschieden werden. Sie ist geologisch deshalb wichtiger, weil sich in derselben ein ausgezeichneter Aufschluß der unteren Schubfläche befindet (vgl. Taf. XIV, Fig. 55). Die obere Schubfläche wird von der NNO-SSW-Verwerfung auf der hohen Terrasse abgeschnitten.

Der Aufschluß der Schubfläche befindet sich am Wege aus Val Dona nach Foscaz. Der Weg führt in 1820 *m* Höhe über eine schräge, sehr glatte Fläche von Mendoladolomit, welche eine aufgeschlossene Oberseite der Schubfläche darstellt. Die Fläche streicht N 25° W und fällt unter einem Winkel von 22° nach 25° ONO ein.

Über diese Fläche sind die obersten Lagen der unteren Werfener Schichten mit *Pseudomonotis Haueri, Clarai* a. u. bezeichnenden Fossilien aufgeschlossen. Sie sind in der Weise vorgeschoben, daß die höheren Lagen über die tieferen vorgreifen und mit schönen Faltenstirnen der Schubfläche auflagern. Besonders interessant ist zu sehen, wie die unteren Lagen gleich oberhalb der Schubfläche dünn ausgewalzt, in feinen, kleinen Falten gegen SSW reitend, überfaltet sind. Die Schichtblätter sind nur zirka 0·25 bis 10 *mm* stark und die Antiklinalen der feinen Falten durchschnittlich 20—30 *cm* voneinander entfernt.

Die Beobachtungen weisen hier auf eine Schubbewegung aus N 25° O hin.

Wenige Schritte abwärts, gleich östlich der nächsten Wegecke, erscheint die Fläche wieder aufgeschlossen. Sie ist etwas uneben, streicht N 80° O und fällt unter zirka 10° nach N ein. Auf ihr ist eine Reibungsbreccie erhalten geblieben. Die daraufgeschobenen Gesteine sind graue und rote, mergelige obere Werfener Schiefer. Sie sind parallel zur Schubfläche horizontal geklüftet und papierdünn ausgewalzt. Unzählige polierte Scherflächen durchsetzen die Schichten nach verschiedenen Richtungen; die vertikalen Cleavageflächen verlaufen N 10° W oder nordsüdlich.

Diese sind ausgefurcht und geglättet und kreuzen ein anderes System, das N 80° O oder ostwestlich streicht und mit 60° gegen N einfällt.

Das letztere ist stärker verbogen und verdreht als die vertikale Cleavage in der Richtung N 10° W, scheint älter zu sein und die Deformation gemeinsam mit den Überschiebungsschichten erlitten zu haben.

Ein geringer Bruch in der Richtung NNO—SSW wird am Gehänge sichtbar, der sowohl die über- wie die unterschobenen Massen um etwa 2 *m* im W senkt.

Den Weg hinaufsteigend, sieht man in 1870 *m* Höhe die oberen Werfener Schichten von einer Gruppe grau oder gelb verwitternder dolomitischer Kalke mit Krinoidenresten überlagert, die dem Alter des unteren Muschelkalks angehören. Sie stehen unter der Kapelle von Cerpei an und werden von roten Schiefern überlagert. In diese Horizonte dringt eine intrusive Gangbreccie ein, in welche Kalkbrocken mit Hornsteinkonkretionen eingeschaltet sind.

Ein Bruchstück enthält Exemplare von *Daonella Taramellii.*

Die Brocken stammen aus den Buchensteiner Horizonten und zeigen sicher an, daß die Gesteine gefaltet wurden, ehe die Gangbreccie, welche diese Trümmer enthält, in die Horizonte des unteren Muschelkalks eindringen konnte. Der Lagergang hat die Schichten des unteren Muschelkalks gänzlich aufgebrochen und große und kleine Brocken an Ort und Stelle in sich aufgenommen; manche stammen von den Dolomit- und dolomitischen Kalklagen des unteren Muschelkalks. Am Rande des Ganges treten gröbere Breccien mit einer tuffigen Grundmasse auf.

Auf der Breccie liegen zunächst dünnschichtige dolomitische Kalke, dann Mendoladolomit. An dieser Ecke außerhalb Cerpei zieht die Schubfläche unter der intrusiven Breccie durch und steigt in die steilen Felsen unterhalb des Weges westlich gegen den Einschnitt der Val Dona hinab. Die eben beschriebenen Schichten bilden zusammen eine hohe Steilstufe, über welche der Val-Dona-Bach in einer Reihe von Wasserfällen herabstürzt.

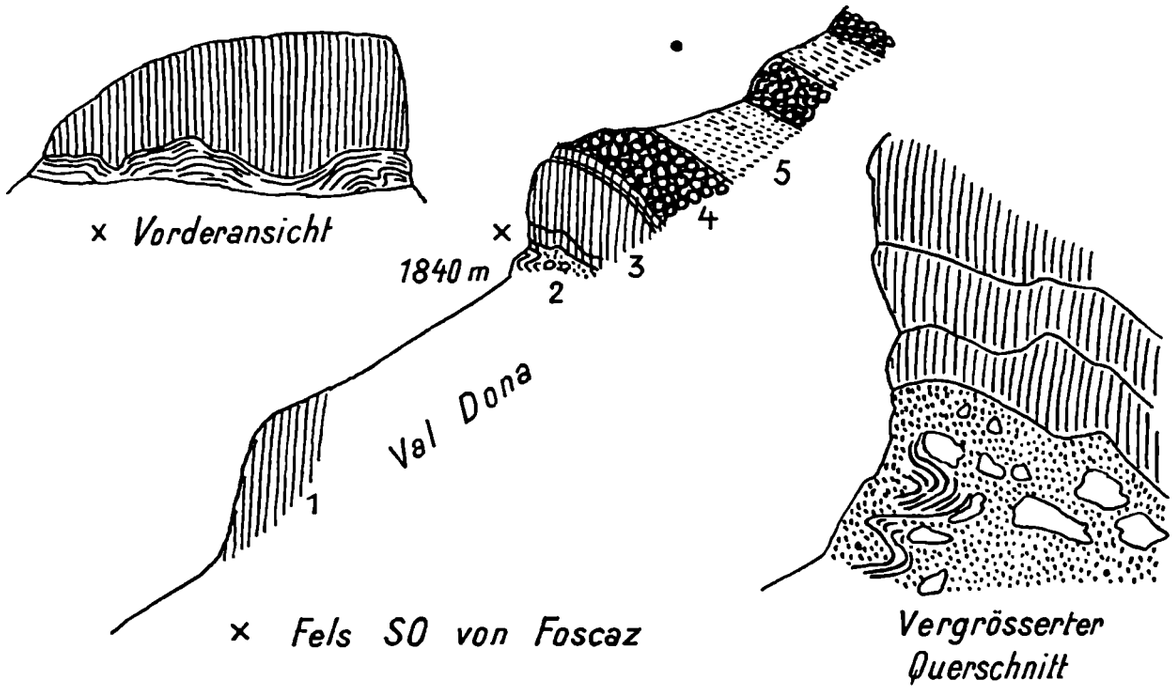


Fig. 40, Profil im Val Dona durch P. 1840 *m*.

1 = Mendoladolomit; 2 = Mylonitzone, Verfaltung von Buchensteiner Schichten mit Blöcken von 3; 3 = überschobener Mendolakalk; 4 = Tuffbreccien mit Porphyrblöcken; 5 = Tuffe.

Statt SO sollte „SW von Foscaz" stehen.

Insofern die Breccie unteren Muschelkalk ersetzt, kann man sagen, daß die Schubfläche unter dem unteren Muschelkalk und Mendoladolomit durchsetze. Die unterschobenen Felsen bestehen großenteils aus eruptivem Material, hauptsächlich aus Blockporphyrit, der auf Mendoladolomit liegt. In diesem sind auch zusammengepreßte Keile von bituminösem Schiefer und Buchensteiner Knollenkalk.

Die Überschiebungsfelsen oberhalb der Gangbreccie zwischen Cerpei und Foscaz bestehen aus Mendoladolomit, überlagert von dünnschichtigen Kalken der höchsten Horizonte des alpinen oberen Muschelkalks, dann von Buchensteiner Schichten.

Schmächtige Lagergänge und Gangbreccien kommen vor.

In der Richtung NNO—SSW sind zwei deutliche Faltungen ausgebildet, welche von unbedeutenden Scherflächen geschnitten werden. Die Faltenachsen schwanken ein wenig aus der N-S-Richtung. Mit einem Hauptstreichen N 10° O setzen sie sich nordwärts fort und sind an einem breiten Gesimse östlich des Foscazbaches weithin erschlossen.

Die gefaltete Schichtengruppe stößt gegen W längs einer NNO-SSW-Verwerfung ab, und die eruptive Schichtenfolge ist im W gesenkt. Die Richtung der Verwerfung ist hier N 40° O, und sie zieht nahe an den zwei untersten Hütten von Foscaz vorbei, unterhalb eines langen Rückens aus groben, von schwarzen Palagonittuffen überlagerten Tuffagglomeraten. Diese Hütten befinden sich hier am Rande eines mächtigen Bergsturzes, der von den düsteren, hohen Wänden des Ponsin losgebrochen ist. Viele Blöcke stammen von den höheren Mandelsteinlaven und enthalten Einsprengungen von Schwefelkies.

Südlich der Foscaz Hütten führt ein kleiner Fußsteig hinab zum Einschnitt von Val Dona. Der Übergang findet in Eruptivgesteinen statt. Diese bilden auf der Südseite das Hangende einer Reihe von geringmächtigen Kalk- und Dolomitschollen, die von Schubflächen zerschnitten sind und ohne Zweifel die Fortsetzung der Schubmasse bilden. Darunter liegen ganz diskordant dazu gut entwickelte Buchensteiner Knollenkalke, die mit Tuffen und Tuffbreccien verbunden sind.

In einer Scholle gleich südlich des Baches, die wegen ihrer hellen Farbe von weither gesehen wird, findet man auf diesen Knollenkalken und Tuffen eine Mylonitzone, die 5 bis 6 *m* mächtig ist und wellig durch den Fels zieht. Darüber ist ein weißer kristalliner Kalk, von dem große Blöcke in die Mylonitzone eingeschlossen sind. Das Dach aus diesem Kalk über dem Mylonit ist glänzend poliert und glatt.

Versteinerungen in diesem Kalk wurden nicht gefunden, also ist es nicht klar, welchen stratigraphischen Horizont der kristalline Kalk vertritt. Die tektonischen Beziehungen mit der Nordseite des Baches würden auf den oberen Muschelkalkhorizont hindeuten. Gleich südlich am Hang, in einem höheren Niveau stehen wieder die Buchensteiner Knollenkalke an.

Steigt man die Hügelhänge gegen N hinan, tauchen im O der Verwerfung zerbröckelte Schollen der sedimentären Schichtenfolge auf.

Die Buchensteiner Knollenkalke sind neben Foscaz und nahe an der Verwerfung auf der Ostseite sehr gut aufgeschlossen. Sie liegen fast horizontal, sind aber gleich nördlich zu einer Flexur aufgebogen und bis zur Höhe 1980 *m* anstehend. Dort werden sie von einem Lagergange von Augitporphyrit in Blockstruktur durchsetzt. Über ihnen liegt ein schmaler, abgescherter Fetzen von Mendoladolomit, dem höchsten Schubkeil angehörig.

Die ganze Schichtenfolge östlich der NNO-SSW-Verwerfung wird dann von einer NW-SO-Verwerfung durchschnitten, welche die Scholle von Cerpei im S von jener von la Fontana im N trennt. In der Tuffserie im W ist diese Verwerfung nicht mehr sichtbar, was durch die Senkung der eruptiven Gesteine erklärt erscheint.

Es zeigen also die geologischen Züge dieser drei mittleren Schollen am Monte-Dona-Gehänge eine große Ähnlichkeit, gleichzeitig aber die rasche Veränderlichkeit im Detail, welche für dieses Gebiet bezeichnend ist. Die Scholle von Egacie und Fontanazzo bedeutet die höchste Hebung und wird von zwei NW-SO-Verwerfungen mit Absenkungen im N und S begrenzt.

Die unteren Gehänge zeigen in allen drei Hauptschollen als wichtigste Erscheinung eine oder mehrere Knieflexuren gegen das Fassatal.

Das Südgehänge von Monte Dona.

(Vgl. Taf. XV, Ansichtsprofil 14; Taf. VI, Fig. 22.)

In der Scholle von Cerpei liegt der unterschobene Mendoladolomit auf blaßgrau oder orange verwitternden, wenig kristallinischen dolomitischen Schichten, reichlich Krinoidenreste enthaltend, welche nach unten, bei 1730 *m*, in rote Mergel und Konglomerate übergehen. Diese Gruppe von unterem Muschelkalk ist an der NW-SO-Verwerfung stark gestört, streicht jedoch im allgemeinen N 65° W und fällt mit 40° nach NNO ein. Die rötlichen Kalke und Schiefer, welche bei 1701 *m* anstehen, sind von oberem Werfener Alter. Es wurden in denselben *Pseudomonotis tenuistriata* und *Pecten völseckhofensis* gefunden.

Gegen Val Dona streichen die älteren Horizonte der Werfener Schichten aus, und bei der Brücke über den Bach, in zirka 1670 *m* Höhe, stehen rechtseitig die Seiser Kalke mit *Myacites*-Fossilien und geschichtete Schiefer mit *Pseudomonotis Clarai* an. Sie streichen N 65° O und fallen mit 30° bis 50° gegen NNW ein, in gestörter und lokal sehr steiler Lagerung.

Gleich unter diesem Aufschlusse, am linken Bachufer, wird eine scharfe Flexur von 50° nach SSO sichtbar, und die unteren Werfener Schichten schneiden dann an einer senkrechten Verwerfung gegen gefaltete obere Werfener Schichten ab, die von WNW nach OSO streichen.

Die gefalteten Schichten sind die hohen Horizonte der „Campiler" Schichten, glimmerige, braun und orange verwitternde, eisenhältige Schiefer, welche verschiedene schlecht erhaltene Fossiltypen führen — *Naticella costata, Turbo rectecostatus, Pecten völseckhofensis* u. a. — und mit dünnschichtigen, roten und grauen Schiefern wechsellagern.

Die oberen Werfener Schiefer stehen an den tieferen Hängen bis 1620 *m* hinab an. Unterhalb dieses Niveaus ist die Gruppe der unteren Werfener Schichten weit aufgeschlossen. In ihrem oberen Teile fallen sie flach gegen NNW und erscheinen mit 30° gegen SSO überkippt. Wir haben also auch hier wie in nördlicheren Gegenden des Monte Dona Flexuren, doch nimmt ihre Steilheit ab. In ihrem Liegenden stehen Bellerophonkalkschichten an. In der geologischen Karte sind diese nur in Val Dona eingezeichnet. Sie können aber stellenweise am Abhang von Campestrin bis Mazzin nachgewiesen werden und reichen im Udaital bis zirka 1460 *m* hinein.

Wenn wir von der Brücke aus, welche in 1670 *m* Höhe den Donabach überquert, das westliche Gehänge hinansteigen, erhalten wir ein vollständiges Profil von oberen Werfener Schichten, unterem Muschelkalk und Mendoladolomit.

Die dünnschichtigen, mehr kalkigen Lagen des oberen Muschelkalks über dem Dolomit zeigen starke Zerknitterung und horizontale Scherung. Die nächste Gruppe des unteren Buchensteiner Kalks ist enger zusammengepreßt, und die mit oberen Buchensteiner Horizonten wechsellagernden Tuffe und Lagergänge wurden zu einer schieferigen Zone zerquetscht und verfaltet.

Dies bildet an den Klippen von Col Toron, unterhalb des Gehänges von Cerpei und Foscaz, eine auffallende Erscheinung.

Diese Störung bezeichnet die Lage der Schubfläche. Der Fels auf der Reibungszone ist aufgeschobener Mendoladolomit und zeigt in der Nähe der Verwerfung eine gewellte und verbogene Oberfläche. Die höheren Horizonte des unterschobenen Felsen auf der linken Bachseite bestehen hauptsächlich aus einer Porphyrit- und Kalkbreccie, deren Einschlüsse fast durchwegs von den Buchensteiner Schichten herstammen. Auf der rechten Seite, wie oben beschrieben, sind die Knollenkalke und Tuffbreccien eingeschaltet (vgl. S. 82).

Der Buchensteiner Hornsteinkalk und der weiße kristalline Kalk des Überschiebungskeils setzt sich südlich dieses Punktes nicht mehr als zusammenhängende Lage fort, doch kommen in den Faltungen der Reibungszone noch auf eine gewisse geringe Entfernung hin große Fetzen dieser Gesteine vor.

Ober der Reibungszone liegt zertrümmertes eruptives Gestein und Augitporphyrit. Die NNO-SSW-Verwerfung der hohen Terrasse trifft unterhalb des Porphyrits auf die Reibungszone.

Der weitere Verlauf der geneigten Bewegungsfläche und der Reibungszone wurde bereits bei Beschreibung der Osthänge von Al Vidoi dargelegt. Dort zieht sie hauptsächlich zwischen Buchensteiner Schichten hindurch und wird sehr rasch steiler (vgl. S. 84, Fig. 11).

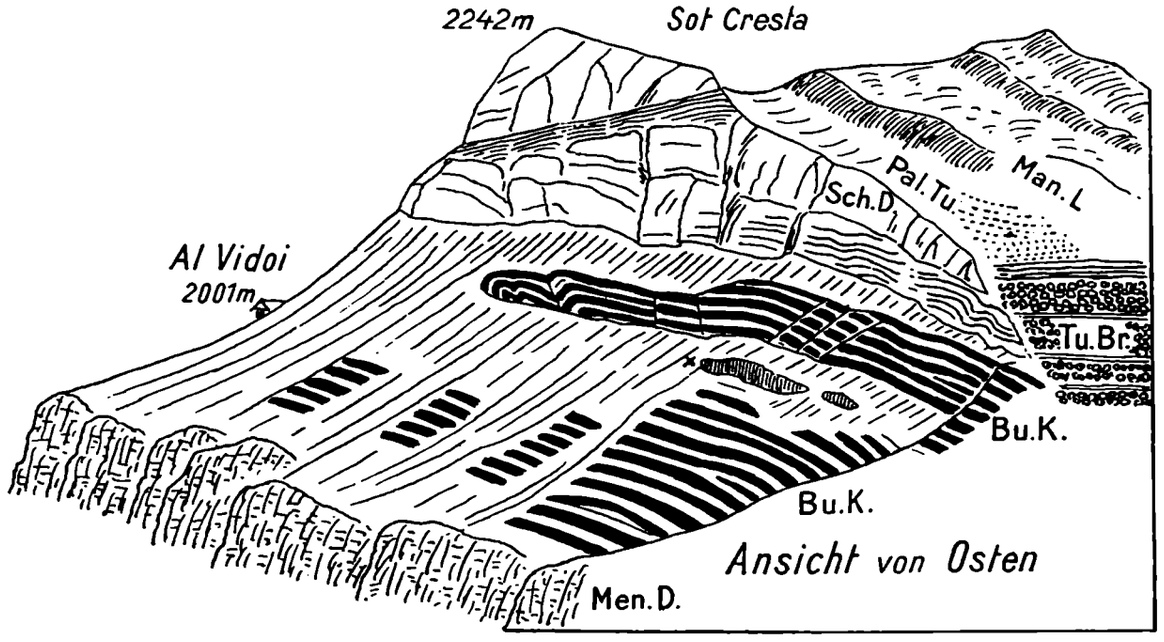


Fig. 41. Ansicht des Gehänges Al Vidoi—Sot Cresta von O.
Men. D. = Mendoladolomit; *Bu. K.* = Buchensteiner Knollenkalke; × = Schubscholle von Mendoladolomit; *Sch. D.* = Schlerndolomit; *Tu. Br.* = Tuff- und Porphyrbreccien; *Pal. Tu.* = Palagonittuffe; *Man. L.* = Mandelsteinlaven.

Einige gute Aufschlüsse dieser Fläche sind in Val Scufa zu sehen, das vom Faziesrande bei Sot Cresta gegen O hinabzieht. Unter der Gruppe der Krinoidenkalke des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Knollenkalke befindet sich hier eine unregelmäßige Zone zerquetschter Gesteine, welche einen ziemlich langen Keil aus Mendoladolomit, etwa 12 bis 14 *m* lang, 5 *m* dick, enthält. Die ganze kalkig-dolomitische Schichtenfolge streicht N 70° W und fällt mit 30° nach NNO ein. Sie liegt auf einer Verwerfungsfläche, deren Inklination 60° WNW beträgt. Auf der Ostseite dieser Fläche steht eine untere Gruppe von Buchensteiner Kalken an. Deren Streichen ist N 30° O, deren Einfallen 25° bis 35° nach WNW. Die Buchensteiner Kalke erreichen eine Mächtigkeit von 35 *m* und liegen gleichförmig auf geschichtetem oberen Muschelkalk über den Abstürzen aus Mendoladolomit.

Die geneigte Fläche fällt also hier viel steiler ein als in der Gegend von Cerpei und in den nördlichen Teilen des Monte Dona. Die westliche Scholle wurde aus WNW überschoben.

Das Nordgehänge des Monte Dona.

(Vgl. Taf. XV, Profil 15 c.)

Wir wollen nun von der Scholle von Fontanazzo bis zum Durontale die Nordhänge des Monte Dona vergleichen. Auf der geologischen Karte heben sie sich durch einen weiten Aufschluß von Werfener Schichten bis zu einem hohen Niveau hinauf und durch eine darüberliegende geringe Mächtigkeit von Horizonten des Mendoladolomits heraus. Die Hänge hier seien zur Bequemlichkeit als „Campitello-Scholle" bezeichnet.

Im vorangehenden stratigraphischen Teile dieses Werkes wurde eine Beschreibung des Mendoladolomits und der auflagernden Tuff- und Kalkkonglomerate gegeben, die hinter dem Dorfe Campitello ansteigen (S. 84—87). Die Schichten fallen mit 35° bis 40° nach SO ein und werden von Gängen und Lagergängen aus Augitporphyrit durchdrungen, welche sich mit feinen Adern und Verästelungen im Gestein ausbreiten.

Die eingeschalteten Gesteine sind jenen sehr ähnlich, die von den Aufschlüssen ober Fontanazzo beschrieben wurden (S. 245). Hier, in der Scholle von Campitello, umfassen sie die Horizonte der gebänderten und bituminösen Kalke, die von gutgeschichteten Knollenkalken der Buchensteiner Gruppe überlagert werden, welche sehr unebene Oberflächen haben und reich an gelben Hornsteinen sind.

Der Mendoladolomit ist hier nur schwach dolomitisch; er steigt gegen NW an, und die Schichtung, welche ganz gut unterschieden werden kann, zeigt verbogene Flächen. Es traten in der Richtung von ONO gegen WSW Faltungen ein, und am Südrande des Aufschlusses gegen die Werfener Schichten befindet sich eine deutliche Südflexur, während die Schichten auf der Nordseite abwechselnd steil verbogen sind, fast senkrecht stehen und dann östlich einfallen.

An solchen Stellen wie hier nützt es sehr wenig, Fallen und Streichen in die Karte einzutragen, da die Richtungen sich nach wenigen Schritten wieder ändern. Im ganzen zeigen die späteren Faltungen, daß die torsionalen Kräfte in der Richtung aus NNO wirkten und die Verschiebungen gegen SSW stattfanden (Fig. 38).

Zugleich aber haben die Falten sich wegen der differentialen Spannungen in tangentialer Richtung mit einer Krümmung nach S aus einer WNW-OSO-Richtung gegen ONO und NO ausgebildet.

Es ist zu bemerken, daß hier die Verbiegung der Gesteine ohne Bruch stattfand, wie dies bei mächtiger Entwicklung von kalkigen oder dolomitischen Schichten häufig der Fall ist. Die Beschaffenheit des Gesteins ist übrigens hoch kristallinisch, es ist stark von Kalziladern durchsetzt und wird von sich kreuzenden Cleavageflächen durchzogen, deren Richtung an verschiedenen Stellen eine verschiedene ist.

Der Kontakt der Augitporphyritfelsen am tieferen Gehänge mit den Werfener Schichten der Crousalpe ist eine wichtige tektonische Grenze. Für denjenigen, welcher diese Grenze zu untersuchen wünscht, möge gesagt sein, daß der Weg, welcher zwischen Campitello und Crous in die Karte eingetragen erscheint, eher irreführend ist, da er in den Wiesen kaum unterscheidbar bleibt. Er kann trotzdem aufgefunden werden und führt längs der Grenze von Werfener Schichten und Augitporphyrit hin. Man erwartet umsonst, in den Werfener Schichten Apophysen zu sehen. Die geschichteten Felsen sind rötliche oder graue „Campiler" oder obere Werfener Schiefer, die mit 40° nach N oder etwas nordwestlicher einfallen. An einer Stelle der Alpe liegen Tuffbreccien auf Augitporphyrit.

Bei den Hütten von Crous (1564 *m*) stehen die unteren Horizonte der dunkelroten, glimmerigen „Campiler" Schiefer an. Sie streichen 25° O und fallen mit 15° nach WSW. Sie bleiben dann oberhalb des Weges, stellen sich bei zirka 1600 *m* Höhe senkrecht und nehmen die Form einer Knieflexur an, mit einem Streichen ONO—WSW, einem Einfallen von 70° nach SSO und von 25° nach NNW. Es ist dies anscheinend dieselbe torsionale Umformung wie in den Kalken ober Campitello.

Diese Störung zugleich mit der Zusammenpressung und Glättung der Werfener Schichten scheint anzuzeigen, daß die Werfener Schichten hier auf die Eruptivfelsen später überschoben seien, wenn sie auch einen ursprünglichen Teil des Daches der Intrusionen vertreten.

Die Beziehungen der Werfener Schichten zu den Mendolagesteinen hinter Campitello bezeichnen ebenfalls eine Schubfläche. Die oberen Werfener Schichten stoßen mit Nordeinfallen gegen den dolomitischen Kalk und liegen manchmal auf ihm; der Kalk fällt an dieser Grenze fast durchaus gegen S oder SO. Auf der Westseite der Kalke werden die Werfener Schichten von einer Verwerfung geschnitten und die Mendolafelsen an dieser Grenze überlagert von

a) massigen Kalken mit bituminösem Geruch,

b) Hornstein führenden Knollenkalken, wechsellagernd mit Tuff- und Kalkbreccien,

c) einem blaßgrauen oder weißen, wenig kristallinischen Gestein, ähnlich dem Marmolatakalk, mit kleinen Hornsteineinschlüssen, das eine Zone bildet, welche von mehreren Gängen durchdrungen wird. Das Streichen der kalkigen und eruptiven Serien ist N 50° W, das Einfallen 40—50° nach SSW.

Die ganze Gruppe schneidet in der Höhe von 1650 *m* schräg zum Streichen an Werfener Schichten ab. Die Werfener Schichten sind verbogen, zerknittert, von Scherflächen zerschnitten. Sie gehören zu den aufgeschobenen Werfener Schichten und sind folglich an der Westseite der Verwerfung abgesenkt.

Sie steigen dann steil zu den hohen Felsen unterhalb Pra Molin an, wo sie gegenüber den abgesenkten, eruptiven Felsen von Brusoledes verworfen sind.

Also vertritt die Werfener Schichten an diesem Abhang ein hohes Gewölbe mit NNO—SSW-Streichen, auf dessen Westseite die Eruptivfelsen des Ponsinhanges etwas abgesunken sind, und auf dessen Ostseite die Eruptivfelsen entlang des Fassatal-Abhanges eine unterschobene Lage aufweisen. Die Schubfläche läßt sich als eine flache Störungszone um den Nordhang verfolgen bis zu der NNO-SSW-Verwerfung zwischen der gesunkenen Schichtmasse des Ponsinhanges und den aufgewölbten Werfener Schichten. Diese Verhältnisse zeigen, daß letztere als ein Schubkeil aufzufassen und jedenfalls die Fortsetzung der überschobenen Werfener Schichten in den oben beschriebenen, südlicher gelegenen Schollen des Monte-Dona-Abhanges ist, obwohl der NW-SO-Bruch von Pra Molin nach Fontanazzo di sotto dazwischen durchschneidet.

Die Überschiebungen am Monte Dona.

Wir sind nun in der Lage, uns mit den tektonischen Beziehungen der überschobenen und unterschobenen Schichtengruppen an den östlichen Hängen des Monte Dona und mit den Verwerfungen übersichtlich zu beschäftigen, welche diese Hänge in sich kreuzenden Richtungen durchziehen.

Zu diesem Zwecke betrachten wir die untere Schubfläche, denn sie zieht durch das ganze Gehänge.

Die unterschobene oder basale Masse ist im Durontale unterhalb der Pozzatesbrücke aufgeschlossen. Sie wurde gemeinsam mit der überschobenen Masse von den allgemeinen, gegen O einfallenden Flexuren und den Verschiebungen durch die NW-SO-Verwerfungen betroffen.

In der NW-SO-Scholle von Fontanazzo erscheint die Schubfläche in 1670 *m* Höhe etwas abgesenkt, in der Fontanascholle bei Cerpei 1880 *m* hoch, am Donabache bei 1930 *m*. Die Störung in den Buchensteiner Kalken unterhalb von Al Vidoi, welche wahrscheinlich ihre Fortsetzung ist, befindet sich dort in zirka 1940 *m* Höhe.

Betrachtet man die Schubfläche im Verhältnis zur Schichtenfolge, erkennt man, daß sie im Gebiete des Durontales im N durch untere Horizonte der überschobenen Masse, nämlich durch untere Trias, schneidet, weiter im S durch höhere Schichtenhorizonte. In den mittleren Schollen sind die Mendoladolomitfelsen jene, welche mit der Fläche an deren Unterseite in Kontakt treten, während bei Al Vidoi im S die Buchensteiner Horizonte über derselben anstehen. Man kann schließen, daß der Schub im nördlichen Teil des Gehänges stärker wie im südlicheren war, und daß er gegen S nach und nach ausklingt.

Die Schichten, welche die Schubscholle zusammensetzen, wurden anscheinend vor der Überschiebung schon gefaltet.

Die Werfener Schichten, welche in der Campitello-Scholle in mächtiger Entwicklung oberhalb der Schubfläche anstehen, fehlen in den zwei nächsten Schollen von Fontanazzo und La Fontana beinahe ganz, und an ihre Stelle oberhalb der Schubfläche tritt eine geringe Mächtigkeit von unterem Muschelkalk, vor allem aber Mendoladolomit.

Bei Cerpei, in der nächsten Scholle im S, stehen an der Schubfläche wieder untere Werfener Schichten an; sie sind ganz geglättet und werden gleichförmig von Horizonten der oberen Werfener Schichten und des unteren Muschelkalks überlagert; an den Abstürzen zur Val Dona stehen dann Mendoladolomit und jüngere Schichten an, welche nach S einfallen.

Es wurden also zwei Sättel aus Werfener Schichten und zwei Mulden aus Mendoladolomit von der darunterliegenden Schubfläche geschnitten. Sie halten ganz die WNW-OSO-Richtung ein, welche jene des älteren Faltensystems war. In dieser Hinsicht unterscheiden sie sich gänzlich von den mancherlei späteren Faltungen, die sich in den Schichten der Schubschollen und Basalmasse während der späteren Bewegungen entwickelten. Diese verlaufen NNO—SSW und stehen in Korrelation zum Streichen der steilen Flexuren in dieser Richtung, welche die tektonische Haupterscheinung am ganzen Gehänge von Monte Dona zum Fassatale darstellen.

Das Vorhandensein einer antiklinalen Hebung in dieser Richtung wurde bereits an der Rodella gezeigt, und sie setzt sich an den Hängen des Monte Dona entlang fort. Die Scholle zwischen der NNO-SSW-Verwerfung, welche die hohe Terrasse mit den eruptiven Schichten quert, und der mehr nordost-südwestlichen Verwerfung, die durch die mittleren Hänge zieht, ist jetzt der höchste Teil des ganzen Gewölbes.

Zu beiden Seiten derselben wurden die Schichten abgesenkt.

Die Osthänge des Monte Dona zeigen also das später neu hinzugekommene NO-SW-Streichen, das zu dem für den Duronpaß charakteristischen NW-SO-Streichen korrelativ ist. Diese zwei diagonalen Streichrichtungen bezeichnen die lokale Wirkung der von der breiten Rodellakuppel in SSW-Richtung ausgehenden Diagonalkraft.

In Übereinstimmung mit dieser Bewegung können wir uns die sich kreuzenden Verwerfungen an den Osthängen erklären. Diese, welche die Richtung NW—SO haben und die oben beschriebenen Schollen zerteilen, waren wahrscheinlich ursprünglich O-W-Verwerfungen, die gemeinsam mit den Schichten gegen SSW gedreht wurden. Dabei sind neue gegenseitige Deformationen in den angrenzenden Schollen entstanden. Die horizontale Verschiebung nach S war auf der Fassaseite bedeutender als im W, so daß sie nun der Richtung NW—SO folgen. Die NNO-SSW-Verwerfungen hingegen verlaufen parallel zur letzten antiklinalen Hebung, und die differentialen querwirkenden Kräfte traten in horizontalem und vertikalem Sinne ein und haben zu den scharfen Knickungen, Faltungen und Kniebiegungen den Anlaß gegeben.

Diese Hebung wirkte als Trennungszone in der Erdkruste zwischen den Gebieten an ihrer Ost- und Westseite In Beziehung zu ihr bedeutet das Gebiet von Monte Ponsin eine Absenkung, in welcher die Schichten seitlich nach S verschoben wurden, während in der Rodella, die Schichten einen Klotz darstellen, der in gehobener Lage verblieb. Die Spannungsverwerfungen zwischen diesen beiden Gebieten sind jene, welche vom südlichsten Teile des abgesenkten Monte-Dona-Gebietes in wenig abweichenden Linien nach NNO, NO oder ONO gegen die gehobene Rodella durchziehen (vgl. Diagramm Fig. 38).

Die Westhänge des Fassatales unterhalb Mazzin.

Die Hänge auf der Westseite des Fassatales, unterhalb des Dorfes Mazzin, senken sich von den Dolomitbergen zwischen Udai und Vajolet steil hinab. Die Terrasse gleich unter den Dolomitbergen ist bewaldet und sehr holperig infolge alten Moränenmaterials, häufiger kleiner Lawinenstürze und der Furchen von Wildbächen. Von etwa 1600 *m* an ist der Boden meist Weidegrund. Die bewaldete Terrasse erreicht die Basis des Dolomits bei zirka 1880 *m*, und das Talniveau liegt in 1315 bis 1320 *m* Höhe.

Die Untersuchung dieser Hänge läßt im geologischen Bau eine große Übereinstimmung mit den Südhängen des Monte Dona erkennen. Die Geologie ist auf der Vajolet- oder Südseite einfacher als gegen das Udaital hin, und wir wollen hier mit der Beschreibung beginnen.

Wenn wir in 1355 *m* Höhe das Vajolettal betreten (Rio di Sojal), stehen die Schichten um etwa 10 *m* höher auf der rechten Seite des Sojalbaches an. Es sind dick- und dünnschichtige, dunkelblaue und braune Mergel und mergelige Kalke mit unebenen Oberflächen, überlagert von dunkelgrauen Kalken. Sie streichen N 35° O und fallen mit 60° nach NW. Es sind fossilleere untere Horizonte der Seiser Schichtengruppen, auf welchen auf derselben Seite *„Myacites"*-Horizonte liegen. (Die geologische Färbung der Karte erstreckt sich nicht auf diese Seite.)

Die Seiser Kalke treten auch noch in einem oder zwei Aufrissen des Gehänges auf der linken Bachseite zutage, doch der Weg nach Monzon zeigt keine guten Aufschlüsse mehr, bis man bei 1504 *m* die Terrasse von Monzon erreicht. Etwa 20 *m* unterhalb des Dorfes, südwestlich, steht blaugrauer Kalk mit *Pseudomonotis Clarai* an und wird überlagert von dunkelroten, sandigen Schiefern und Gastropodenolithen, und von lichtgrau gefleckten Kalken mit Bivalven der Campiler oder oberen Werfener Typen. Diese sind zwischengelagert mit orangegrauen Schiefern, voll von kleinen verkohlten Pflanzenstückchen. Darüber liegen bei 1540 *m* die typischen roten Campiler Schiefer, mit Glimmer bedeckt und mit Abdrücken von Myaciten. Die Schichtengruppe streicht N 55° W und fällt mit 35° nach NO ein.

Oberhalb, am Gehänge bei 1570 *m*, setzen sich die Schiefer in bedeutender Mächtigkeit fort und werden von weichen, ziegelroten, fossilarmen Schiefern, dann von hartem, grauem, sandigem Kalk überlagert, dessen Schichtenflächen mit Glimmer bedeckt sind und der splitterig bricht. Diese Schichten wechsellagern mit tonigen Kalken, voll von Steinkernen kleiner Bivalven. Ein dichtes System von Cleavageflächen durchsetzt sie in der Richtung N 70° O und mit einem Einfallen von 80° nach SSO.

Folgt man den oberen Werfener Schichten im Streichen, bemerkt man an dem Eck, wo die Sojalalpe sichtbar wird, eine Störung. Die sandigen Kalke sind abgeschnitten, und es stehen die unteren Werfener Schichten an, blaugraue Kalke und blaue mergelige Schiefer, in denen *Pseudomonotis aurita* gefunden wurde; sie werden von den gefleckten Kalken der unteren Horizonte der oberen Werfener Gruppe überlagert. Das Streichen ist N 35° O, das Einfallen 25° WNW.

Diese Störung kann an den Hängen auf- und abwärts als deutliche Verwerfung in der Richtung NNO mit Absenkung der Ostscholle verfolgt werden.

Die Campiler Horizonte der Westscholle sind im Waldgebiete ober der Sojalalpe weit aufgeschlossen. Die Fossilien, welche hier gefunden wurden, schließen mehrere Pektentypen ein (Heft II, S. 25). Bei 1740 *m*, genau im N von Sojal, streichen die Schichten von NO nach SW und fallen mit etwa 20° gegen SO ein. Es stehen rote Mergel an, und Konglomeratlagen weisen darauf hin, daß die Horizonte des unteren Muschelkalks erreicht sind. Auf diesen liegen dunkelgraue Schiefer, gelegentlich mit Pflanzenresten, und eine Gruppe von dickbankigem Dolomit und von dolomitischen Kalken mit Krinoidenresten. Auf der höchsten Terrasse in 1780 *m* Höhe treten dann wieder weiche Schiefer unter dem Mendoladolomit auf.

Die ganze Schichtenfolge wird im W von der Schlucht der Forcia Larga abgeschnitten, und die entsprechenden Schichten stehen auf der anderen Seite der Schlucht um etwa 60 *m* höher an.

Diese Verwerfung ist hier von NNO nach SSW gerichtet, allein wenn man ihr nordwärts durch die Forcia Larga folgt, dreht sie in die nordsüdliche, dann in die Richtung NNW—SSO als eine der Hauptverwerfungen auf der Ostseite des Dolomitmassivs mit Absenkung im O.

Beide Verwerfungen, im O und im W der Sojalalpe, haben ihre Absenkung auf der Ostseite und senken so das Plateau gegen das Fassatal. Sie können quer über das Vajolettal und durch den Kamm auf seiner Südseite als NNO-SSW-Verwerfungen östlich und westlich der Ciampedie-Felsen verfolgt werden.

Folgt man der Verwerfung im O von Sojal in nördlicher Richtung durch Werfener Schichten und unteren Muschelkalk, erreicht man bei 1700 *m* einen Weg, der von der Verwerfung gekreuzt wird, an welcher anfangs Mendoladolomit ansteht. Dieser befindet sich auf der östlichen oder abgesenkten Seite und bildet eine Reihe sehr gestörter Felsen, die man die „Sass da Majonale" nennt. Die Mendolafelsen erscheinen in der Richtung N 60° W aufgewölbt und stoßen an ihrer Westseite ganz scharf an oberen Werfener Schichten ab, welche längs der Verwerfungsfläche durch die ganzen mittleren Hänge hin eine langgestreckte Erhebung bilden.

Vom Dorfe Ronc in WNW-Richtung nach Col de Monzon ist die Schichtenreihe folgende: untere Werfener Schichten, obere Werfener Schichten, unterer Muschelkalk, Mendoladolomit; Verwerfung; obere Werfener Schichten und die vollständige Serie bis zum Schlerndolomit.

An der Nordabdachung des aufgewölbten Segments von Sass da Majonale werden die Mendoladolomitfelsen schmächtiger und enden bei zirka 1620 *m* am Hange, von dem man das Udaital überblickt. Der untere Muschelkalk steht unterhalb gegen O hin an, ebenso die oberen Werfener Schichten, die N 35° O streichen und mit 40° gegen SO einfallen.

Westlich der NNO-SSW-Verwerfung treten an Seite des Mendoladolomits untere Horizonte der oberen Werfener Schichten zutage, welche N 30° O streichen und stark gefaltet und zerquetscht sind. Ihr Streichen ist parallel zur Verwerfungsfläche und stimmt mit dem allgemeinen Streichen längs der ganzen Westseite überein.

Etwa 40 *m* unterhalb des Endes des Ausstriches des Mendoladolomits, auf dem Hange gegen das Udaital, erscheinen die oberen Werfener Schichten in der Scholle des Sass da Majonale in der Richtung N 75° W stark gestört und schneiden gegen Schichten ab, welche gegen N 35° O einfallen und senkrecht stehen. Die Störung ist hie und da zu sehen, allein die Hänge sind stark bewachsen und man kann ihr deshalb nicht gut folgen.

Trotzdem kann man sie westwärts bis in die Dolomitfelsen von Coi da Monzon verfolgen. Am Nordosteck von Coi da Monzon ist eine vollständige Reihe der Horizonte des unteren Muschelkalks an der Basis des Mendoladolomits vorhanden (S. 17).

Sie streichen N 25° O und fallen mit 10° bis 15° nach W ein. Die Horizonte des Mendoladolomits beginnen bei etwa 1820 *m*.

Im N eines senkrechten Bruches in den Dolomitfelsen erscheint eine Masse des Dolomits abgesenkt und von der Hauptwand gegen O hin verschoben. Der Bruch streicht N 75° W, die abgesenkten Felsen fallen mit 30° nach NO ein. Der Sprung beträgt nur etwa 40 *m*, allein die steil abfallende Flexur im S und das veränderte Einfallen sind Merkmale, welche durch das ganze Dolomitmassiv gegen W erkennbar sind, und zwar in einer Linie mit der „Rosengarten"-Flexur und -Verwerfung. Es ist dies in der Tat das Auftauchen der „Rosengarten"-Flexur auf der Seite von Fassa (vgl. S. 223).

Die Flexur setzt sich als deutliche Erscheinung am Nordgehänge des Udaitales in den Werfener Schichten fort, obwohl dort untergeordnete Faltungen und Drehungen in den Schichten vorkommen. Der gestörteste Teil ist der bereits beschriebene, unterhalb des Endes der Majonalefelsen, wo die NNO-SSW-Verwerfung von jener in der Richtung N 75° W geschnitten wird.

Ein guter Aufschluß in den Werfener Schichten ist im östlichen Teile des Gehänges, in der Nähe der südlichsten Häuser von Mazzin, zu sehen. Die Schichten sind dick- und dünnschichtige Kalke und dunkelblaue, plattige und spaltbare Schiefer, in denen *Pseudomonotis aurita Clarai* und andere Fossilien der unteren Werfener Schichten vorkommen. Sie wechsellagern mit rötlichen und grünen Mergeln und sind deutliche Übergangslagen zu den oberen Werfener Schichten. Ihr Streichen ist N 45° W, ihr Einfallen 30° NO.

Sie werden westwärts längs des Weges von gefalteten roten Schiefern und sandigen Kalken der oberen Werfener Schichten überlagert; die Faltungen drehen aus einer Richtung in die andere. Dieser Aufschluß verliert sich dann, und näher bei Ronc sind gelegentliche Aufschlüsse vorhanden, in denen die roten, glimmerigen oberen Werfener Schiefer und fossilführenden Horizonte mit einem Streichen ONO—WSW und einem Einfallen von 30° bis 35° gegen SSO anstehen.

Hier, nahe bei Mazzin, zieht die Verwerfung wahrscheinlich zwischen den gestörten Gruppen der Werfener Schichten durch.

Ein Vergleich der geologischen Karte zeigt, daß diese Verwerfung, welche durch den Südhang des Udaitales schneidet, die östliche Fortsetzung der Verwerfung am Vajoletpaß ist.

Die NNO-SSW-Verwerfung von Sass da Majonale ist dagegen die südliche Fortsetzung der NNO-SSW-Verwerfung, die durch die mittleren Hänge des Monte Dona zum Fassatale zieht und ihre Absenkung auf der Ostseite hat. Die in der Richtung NNO—SSW gehobene Scholle befindet sich in einer Linie mit der antiklinalen Hebung in dieser Richtung, welche im W der Rodella und am Gehänge des Monte Dona gezeigt wurde.

Die geologische Beschaffenheit läßt erkennen, daß die verschiedenen, im S des Monte Dona aneinandergrenzenden Fazies, die dolomitische und die eruptive, gemeinsam der Periode der seitlichen Verschiebungen unterworfen waren.

In der Kartenskizze (Fig. 16) deuten die geraden Linien die wahrscheinliche ursprüngliche Lage der Haupteruptionsspalten der mitteltriassischen Zeit an und die Richtung der faltenden Bewegungen von WNW gegen OSO in jenem Gebiete, welche Bewegungen anscheinend in weitem Maße den Grundlinien der mitteltriassischen Störungen folgten.

Das Diagramm, Fig. 38, zeigt die Richtung, in welcher lokal eine torsionale Verschiebung eintrat, welche die vulkanischen Fazies im Zusammenhange mit dem alten Bruchgebiete gegen SSW drängte.

Der Schub äußerte sich ebenso auf die dolomitischen Fazies, und so können wir als radiale Spannungsrisse im Torsionsschema jene NNW-SSO-Verwerfungen auffassen, die sich durch das ganze Gebirgsmassiv ziehen. Das neue Streichen des Dolomits in den Verwerfungsschollen ist NW—SO und NNW—SSO, das Einfallen ONO.

Das Buffaure-Massiv.

Einleitung.

Die Bezeichnung Buffaure-Massiv wird hier für das ganze Gebirge verwendet, das umgrenzt wird im NO und N vom Avisio-Flusse — vom Dorfe Penia bis Alba, Canazei, Gries und Campitello —, im W ebenso vom Avisio, und zwar von Campitello bis Fontanazzo, Campestrin, Mazzin an der Mündung des Udaitales, Monzon, Rualp, Perra und Pozza. Im S senkt sich das Buffaure-Massiv ober der Buffaurealpe und den Felsen von Mairins zur Val de Nicolo, und im O wird es durch die jähen Berge des Collaz und den Kamm von Sass Nero und Sass di Rocca von dem weit ausgedehnten, hohen Almlande der Contrinalpe abgetrennt.

Das Buffaure-Massiv, vom Fassatal, von N oder W aus gesehen, zeigt ein etwas abschreckendes, verlassenes Aussehen, und seine jähen Felsen aus dunklem Eruptivgestein bieten dem Touristen keine Versuchung. In dem ganzen Massiv befindet sich keinerlei Gasthaus oder Schlafhaus und die einzige Zeit des Jahres, während welcher es rings bevölkert ist, ist der Spätsommer und erste Herbst, wenn die Bauern sich auf die Hochmähder begeben, um das Heu zu mähen.

Die Verfasserin kartierte hier in den Jahren 1910 bis 1911 und legte dann gewisse Serien von Horizonten der eruptiven Schichtenfolge, welche sie im Verlaufe geologischer Untersuchungen auf der Seiser Alpe, im Durontale und in Buffaure bestimmt hatte, fest.

Die Karte, welche nun über dieses Gebiet veröffentlicht wird, ist jene, welche damals aufgenommen wurde. Die Absicht der Verfasserin ging dahin, sie erst zu veröffentlichen, nachdem sie die Dolomiten auf der Westseite des Fassatales, in der Seceda und im N des Grödener Tales kartiert hätte. Ein kurzer vorläufiger Bericht der Zonen, die sie im Buffauregebiet erkannt hatte, wurde trotzdem veröffentlicht und war von mehreren geologischen Profilen begleitet.[1]

Im Jahre 1912 kam der seither verstorbene Dr. Walther Penck aus Wien in das Gebiet von Buffaure und veröffentlichte im Herbste des gleichen Jahres eine geologische Karte und Beschreibung. Er bezog sich hiebei auf eine Arbeit der Verfasserin aus den Jahren 1902 und 1903, in der die Westseite des Buffaure-Massivs beschrieben ist, aber erwähnte die Publikation aus dem Jahre 1911 nicht, obwohl sie in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt erschienen war; er hatte sie anscheinend übersehen.

Dr. Penck erkannte gewisse Horizonte der eruptiven Gesteine, aber sie unterscheiden sich so stark von der Klassifikation der Verfasserin, daß es unnötig erscheint, hier eine Vergleichung anzuführen. Der Leser sei statt dessen auf die betreffende Arbeit Dr. Pencks[2] verwiesen, welche manche interessante, inhaltsvolle Überlegungen bezüglich der Eruptivgesteine enthält.

Die Veröffentlichung des Werkes der Verfasserin in Deutschland war im Laufenden, als der Krieg des Jahres 1914 ausbrach.

Es vergingen manche Jahre, ehe die Verfasserin wieder zu ihrer geologischen Arbeit zurückkehren konnte, und die Publikation mußte von neuem vorbereitet werden, da vieles dem Gedächtnisse der Verfasserin entschwunden war. Sie besuchte das Buffauremassiv zweimal in den letzten Jahren, aber immer nur für wenige Tage, einmal 1922, um Herrn Dr. J. W. Evans das Vorkommen verschiedener eruptiver Gesteinsarten im Felde zu zeigen, welcher so freundlich war, die Haupttypen mineralogisch zu beschreiben. Eine andere Gelegenheit bot sich im Jahre 1923, wo die Verfasserin eine viertägige Tour um das ganze Gebirge in Begleitung von Herrn Dr. Julius Pia aus Wien unternahm zum Zwecke, denselben mit den Gebirgsstrukturen vertraut zu machen, da er ihr Werk ins Deutsche übersetzen sollte.

Dr. Pia wurde von dem Vorhandensein der Schubflächen auf der Westseite des Gebirges überzeugt, welche Dr. Penck nicht angenommen hatte, und überprüfte mit der Verfasserin einige der komplizierten Details in den Felsen gegenüber Perra. Die Verfasserin ist den Herren Dr. Evans und Dr. Pia für ihr Interesse und ihre Kritik sehr dankbar.

Für einen Geologen, der das Fassatal besucht, ist die geeignetste Art, sich mit der eruptiven Schichtenfolge vertraut zu machen, wenn man in Campitello Aufenthalt nimmt und dann den Weg zur Grepa-Alpe benutzt, welcher über die Duihütten leitet (vgl. S. 87).

Eine leichte Tour ist, von Perra oder Pozza aus über den Val-Buffaure-Weg zur Buffaurealpe hinaufzusteigen und die Faziesgrenze zwischen dem Marmolatakalk der Mairinwand oder „Mairins“ und den Tuffen auf der Alpe anzusehen (S. 100 und 269). Der beste Weg, die Schubfläche zu sehen, ist wahrscheinlich der schmale Steig, der von Campestrin zur Arbaciaterrasse und Drio-le-Palle-Schlucht leitet (S. 90 und 259).

Die Schichtenfolge im Buffaure-Massiv wurde in einer Anzahl von Profilen im vorhergehenden Abschnitte dargestellt und die Hauptvarietäten der Eruptivgesteine wurden mineralogisch beschrieben.

[1] Autorin, „Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols“ (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1911, Nr. 9).

[2] Dr. W. Penck, „Die Melaphyrausbrüche von Buffaure“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1912.

Die Nordabstürze des Buffaure-Massivs.

(Taf. XXII, Profil 17.)

Der Nordabsturz von Buffaure zwischen Canazei und Campitello wird gegenüber von Gries von einer engen Schlucht unterbrochen, durch welche ein Bach nach Cercena abfließt.

Der Bach hat keinen Namen, doch kommt er von der Höhe, genannt Do Piz, und dies ist auch der Name der Schlucht.

Der anstehende Fels beginnt bei 1500 *m*. Auf der linken Bachseite befindet sich hier eine mächtige Entwicklung von Tuffen und groben Tuffbreccien, mit einigen Bändern grünlicher Tuffe an der Basis, welche in den hohen Horizonten gegen oben in feine, braune Tuffe übergehen.

Die ganze Schichtenserie ist stark zerstört, von Cleavageflächen durchsetzt, und diese sowie die Schichtenflächen zeigen häufig Harnische, sind poliert und verändert. Deutliche Schichtung in der Richtung N 75° O mit einem allgemeinen Einfallen von 35° nach SSW ist vorhanden, obwohl ein System flacher Falten das Einfallen lokal in ein solches gegen NNO ändert.

Auf der anderen Bachseite steht eine steil aufgerichtete Gruppe von Mendolakalk,[1] unterem Muschelkalk und oberen Werfener Gesteinen an, stark geklüftet und geglättet und mit Schichtenverbiegungen gegen NW.

Das Streichen ist N 22° W, das Einfallen etwa 70° nach ONO.

Die roten und grauen Mergel der oberen Werfener Schichten fallen gemeinsam mit den Kalken in einer Mächtigkeit von etwa $^1/_2$ *m* steil ein. Die ganze Schichtenfolge hat hier die Form eines steil westwärts überkippten Sattels mit zerquetschtem Kern, in dem der Muschelkalk beinahe ausgewalzt erscheint und Mendolakalk den Hohlraum der inneren Biegung der Falte einnimmt. In den oberen Werfener Horizonten wurden Versteinerungen gefunden.

Die oberen Werfener Schichten stellen sich dann senkrecht, und an ihrer Nordseite steht wieder zerquetschter unterer Muschelkalk und Mendolakalk an. Sie streichen N 80° W und fallen mit 25° nach NNO ein. Die ganze Deformation kann als eine schmale, verbogene Antiklinale beschrieben werden, in welcher die weichen Mergel der oberen Werfener Schichten den Kern bilden und der untere Muschelkalk in den verbogenen mittleren Teilen beinahe ausgequetscht ist.

In der Nähe des Baches wird der Mendoladolomit durch eine nordsüdliche Verwerfung von den Tuffen abgeschnitten.

Das Vorkommen von Mendolagesteinen und unterem Muschelkalk in schmalen Fetzen unterhalb der Tuffe zeigt an, daß sie die Tuffe unterlagern und im W abgesenkt wurden.

Im O der Verwerfung setzt auf der rechten Bachseite der Mendolakalk gegen oben fort, mit einem Streichen N 22° W, an manchen Stellen mit einem solchen von N 10° W. Bei zirka 1540 *m* richten sich die Werfener Schichten wieder in Form einer Flexur auf, die von WNW nach OSO streicht und mit zirka 45° nach NNO einfällt.

Westlich der Verwerfung ziehen die Tuffe mit demselben Südeinfallen wie in den tieferen Niveaus hangaufwärts. Zwischen diesen zwei Schichtengruppen muß eine beinahe nordsüdliche Verwerfung angenommen werden. Aus den eruptiven Fazies dringen keine Lagergänge in die sedimentären Gesteine ein. Dort, wo die zwei Schichtengruppen in Kontakt treten, bemerkt man deutliche Harnischbildung oder Zertrümmerung der Gesteine.

Pressungsflächen zeigen sich durchwegs in ostwestlicher oder in der Richtung N 75° O in den Tuffen entwickelt. Sie fallen gewöhnlich steiler gegen S ein als die Schichtenflächen. In einem ziemlich hohen Niveau des Aufschlusses steht feinkörnige an Plagioklasen reiche Lava an. Sie ist so sehr von Pressungsflächen durchdrungen, daß ihre Schichtung unklar wird und sie das Aussehen einer eingeschalteten Lava erhält.

Die Tuffe sind auf eine bemerkenswerte Mächtigkeit hin in der Nähe der Verwerfung parallel zu dieser von Cleavageflächen durchdrungen, gestriemt und poliert. In der Regel sind es feine, kompakte Tuffe, einige Horizonte jedoch enthalten große Blöcke von Augitporphyrit.

In etwa 1560 *m* Höhe bildet eine Kalkzone, anscheinend die obersten dolomitischen Horizonte des unteren Muschelkalks, einen sonderbar aussehenden Kamm verdrehter Felsen, die etwa 4 bis 5 *m* mächtig und auf die Tuffe überschoben sind; auf der Höhe desselben liegen obere Werfener Schichten überschoben auf unterem Muschelkalk und sind tief gestriemt und ausgekehlt. An der unteren Schubfläche zwischen dem unteren Muschelkalk und den Tuffen steht gelblichweißer, kristallinischer Mendolakalk in zerquetschten Linsen an.

Der untere Muschelkalk streicht N 75° O und fällt mit etwa 30° nach SSO, das Streichen der Schubebene ist N 30° O, ihr Einfallen 20 bis 25° OSO und die Harnische im Hangenden des unteren Muschelkalks verlaufen in der Richtung N 70° O, die Cleavageflächen veränderlich aus N—S zu N 20° W.

An dieser Stelle ändert der Bach seinen Lauf in einen ostwestlichen, er folgt den Schichten und fließt längs der Schubebene.

Bei 1580 *m*, am linken Ufer, haben die Werfener Schichten die ganze Gruppe des unteren Muschelkalks abgeschnitten und liegen nun in Überschiebungslage direkt auf den Tuffen.

Die Schubfläche kann gleicherart in südöstlicher Richtung durch das Gebirge aufwärts bis gegen Do Piz verfolgt werden.

In der Reibungszone kommen gelegentlich kleine Linsen von unterem Muschelkalk vor. Die unterschobenen Gesteine sind Tuffbreccien und grobe eruptive Agglomerate mit Porphyritblöcken.

[1] Die „Mendola"-Gesteine sind in diesem Teile des Buffauremassivs schwach dolomitisch, sonst sind sie im allgemeinen ganz kalkig.

Es sind also am Avisio (Fassa) talaufwärts Werfener Schichten gegen W, meist auf eruptive Gesteine, überschoben.

Eine mächtige Moräne bedeckt in etwa 1600 *m* Höhe auf gewisse Entfernung den Boden, aber dann kann die unregelmäßige Grenze der über- und unterschobenen Gesteine wieder bis zur Stufe von „Fontaines" (1740 *m*) verfolgt werden, wo unregelmäßige Reste von unterem Muschelkalk und Mendolakalke höher anstehen als die Werfener Schichten. Da der Boden hier beinahe ganz mit Gras bewachsen ist, wird es sehr schwierig, die genauen Verhältnisse klar darzulegen. Immerhin ist es klar, daß die unteren und mittleren triassischen Schichten, die vorgeschoben worden sind, die Form einer ausgewalzten, geschnittenen, überkippten Falte hatten.

Die Beobachtungen zeigen zunächst, daß an der Stelle, wo der Mendoladolomit auftritt, keine plötzliche Steilstellung der überschobenen Werfener Schichten stattfindet, sondern diese im Gegenteil eine flache Neigung haben, N 70° O streichen und mit 15° nach S fallen. Zwischen den Werfener und Mendolagesteinen kommen in unregelmäßiger Mächtigkeit zerquetschte Lagen von unterem Muschelkalk vor. Außerdem weisen sowohl der untere Muschelkalk wie der Mendolafels lokale Einschaltungen von Lagergängen auf und sind in ein Porphyrit- und Kalkagglomerat verwandelt. Dies geht ohne Unterbrechung in die Augitporphyritfelsen über, die in dieser Höhe die Terrasse bilden, und diese wieder nach oben in höhere Stufen aus eruptiven Tuffen und Breccien, in welche Buchensteiner Kalke eingeschlossen sind.

Es scheint dies hier eine typische Gesteinsfolge zu sein, wo in die triassischen Schichten Lagergänge eingeschaltet erscheinen und die Buchensteiner Schichten an der Oberfläche zerbrochen und mit den Tuffen vermischt wurden. Deshalb hat die Verfasserin jene Schichtfolge, welche die höheren Hänge zusammensetzt, zu den überschobenen Werfener Schichten mit einbegriffen. Im W der Terrasse schneidet diese ganze Schichtfolge mit Streichen N 70° O gegenüber demselben System von Palagonittuffen und Tuffbreccien ab, welches die Unterschiebungsmasse der Werfener Schichten an den unteren Hängen bildet. Der Kontakt tritt in genau südsüdwestlicher Fortsetzung der Schubfläche ein. Die unterschobenen Gesteine streichen von NNO nach SSW und fallen mit 35—45° nach O ein. Man kann in ein bis zwei guten Aufschlüssen eine Zone starker Reibung und Störung sehen, die im Ciapiaarücken gegenüber Campitello mit ungefähr 50° gegen O einfällt. Das ganze Gebiet hier ist wegen der häufigen Felsrutschungen längs dieser alten Störungsfläche sehr unsicher.

Man darf also schließen, daß die Schubfläche ihre SSO-Richtung beibehalte und durch die eruptiven Schichten schneide, eine östliche Überschiebungsscholle von einer westlichen, unterschobenen oder basalen Masse trennend.

Die Richtung des Schubes am Do Piz von O nach W bedeutet einen deutlichen Unterschied im Vergleich mit den Überschiebungserscheinungen am Monte Dona und an den unteren Hängen der Rodella.

Kehren wir nun zu jenem Profil am Flusse zurück, wo die Tuffe auf der Westseite mit dem steil aufgerichteten Mendolafelsen in Kontakt treten. Die Werfener Schichten, die südlich der Mendolafelsen beinahe senkrecht stehen, erweitern sich in ihrer Fortsetzung gegen SO zu einer Antiklinale. An ihrer Ostseite schneidet sie gegen Augitporphyrit ab.

Die Gesteine oberhalb des Augitporphyrits sind Tuffbreccien, die von zahlreichen Scherflächen zerschnitten und von einer mylonitischen Lage, dann von aufgeschobenem, unterem Muschelkalk und Werfener Schichten überlagert werden. Die Höhe ist beinahe dieselbe wie jene des Aufschlusses der Schubfläche im Profil am Flusse. Hier streicht die Fläche N 20° O und fällt mit 40° ostwärts.

Die Basis besteht in einer Mächtigkeit von $^2/_3$ *m* aus einer Reibungsbreccie, in welcher Brocken von verschiedenen eruptiven Gesteinen und von unterem Muschelkalk miteinander vermengt, geglättet und zerquetscht sind. Auf die Breccie folgt in einer Mächtigkeit von 12 *cm* ein feiner, kalkiger Mylonit, welcher eine Anzahl länglicher, eckiger, unregelmäßiger Bruchstücke aus den kalkig-dolomitischen Horizonten einschließt.

Die Reibungszone wird von den sandigen Schiefern und dolomitischen Kalken des unteren Muschelkalks überlagert. Das Dach der Schubfläche ist in der Richtung NW—SO gewellt.

In Verfolgung der Schubfläche gegen O konnten nur wenige Aufschlüsse in tiefen Niveaus am Gehänge oberhalb Cercena gefunden werden. Ein wenig weiter gegen O tritt Mendolakalk in die Reibungszone ein und nimmt eine sehr gestörte Lagerung über den Tuffbreccien und dem Augitporphyrit ein, die im tiefsten Teil des Hanges anstehen. Noch weiter östlich erscheinen die Tuffbreccien ungleichförmig abgeschnitten.

Der untere Muschelkalk ist an manchen Stellen sehr stark zerquetscht oder er fehlt; dann kommen die Werfener Schichten direkt über dem Mendoladolomit als ein oberer, begleitender Schubkeil vor. Wir haben also hier eine stark gedrückte umgekehrte Reihenfolge ober der Schubfläche. Sowohl die Werfener Schichten wie die Horizonte des unteren Muschelkalks werden von Lagergängen durchdrungen und die Gangbreccien füllen in ihrer Mitte Lagen aus. Der Boden ist dicht von Jungwald bedeckt und es war unmöglich, diese Vorkommen zu kartieren.

Die Schichtflächen steigen an den Hängen südwestlich von Cercena an und senken sich dann wieder mit einer Flexur gegen O, die N 50° O streicht. Der ganze Hang kann als eine Aufwölbung in der Richtung NO—SW beschrieben werden mit deutlichem Einfallen von zirka 30° gegen SO und gestörten Verhältnissen an der Westabdachung, an welcher die Überschiebung gegen W erfolgte. An manchen Stellen des Osthanges waren gute Kompaß-Ablesungen möglich; WNW-Richtung, Einfallen 15—20° SSW. Nehmen wir dies Einfallen als jenes des alten Faltensystems an, erkennen wir, daß eine Querwölbung in der Richtung NO—SW einer alten Faltform neu aufgeprägt wurde.

Eine steile Flexur von zirka 45° SO bringt an den Hängen gegenüber von Canazei den unteren Muschelkalk und die Werfener Schichten auf ein tieferes Niveau, aber sie steigen gegen „Ciof" wieder an und setzen sich ringsum als Basis der „Ciof"-Felsen fort, wobei die obere Grenze der Werfener Schichten in 1560—1580 *m* Höhe verbleibt.

Die eruptiven Gesteine sind bei 1680 *m* aufgeschlossen und bilden bei 1886 *m* den Ciof-Rücken mit seinem schmalen Gipfel. Hier und dort kommen ziemlich große Linsen von Buchensteiner Kalk, in Lagergänge eingeschaltet, vor. Das Gebiet ist dicht bewaldet und die einzigen Aufschlüsse in den Eruptivgesteinen sind jene an den Bergbächen; im Nordabschnitte von „Ciof" jedoch befinden sich zahlreiche Aufschlüsse, welche die genaue Lage jedes Schichtgliedes erkennen lassen und ebenso, wie sehr die verschiedenen Gruppen aufgerichtet und gestört wurden.

Die Verhältnisse unterhalb Ciof sind also die direkte Fortsetzung derjenigen unterhalb Do Piz.

Im O schneidet die vollständige Gesteinsfolge des Ciof-Rückens oberhalb des Dorfes Costa gegenüber sehr steil aufgerichteten Werfener Schichten ab. Die Verwerfung zieht in der Richtung NO—SW durch und war außer mit dem senkrechten Sprunge auch mit einer entsprechenden horizontalen Verschiebung der Ostscholle in südlicher Richtung verbunden.

Die Werfener Schichten der „Sor-Elbes"-Wiese östlich dieser Verwerfung und westlich von Alba gehören dem liegenden Teil der ganzen Störung an. Die Schubfläche ist viel höher aufgeschlossen wie unterhalb Ciof (bei zirka 1960 *m*).

Die überkippten und überschobenen Werfener Schichten sind verdreht, zerschnitten, voll von geglätteten Cleavage- und Kluftflächen und treten gruppenweise mit steilem Einfallen gegen die NNO-SSW-Verwerfung auf. Ihr Vorkommen auf der hohen Wiese „Sor Elbes" soll später beschrieben werden (S. 298).

Wie bereits erwähnt, wurde die ganze Schichtenmasse von Ciof und Fontaines, westlich der Verwerfung, nach dem Schub selbst in der Richtung NNO—SSW gefaltet. Sie bildet einen Teil der ursprünglichen eruptiven Schichtenfolge des Buffaure-Massivs, und es ist wichtig zu bemerken, daß der Muschelkalk und die Mendolafelsen, welche auf der Terrasse von Fontaines über den Werfener Schichten liegen, von Lagergängen durchsetzt und von Augitporphyrit oder vulkanischen Breccien überlagert werden, als ob die Breccien sich in ihrer ursprünglichen Lage befänden, obwohl sie Brocken von Buchensteiner Schichten enthalten (S. 299).

Die Schubfläche am Nordwestgehänge.

(Taf. XXII, Prof. 17, 20, Taf. VIII, Fig. 27, 28.)

Col Pelos und Dui Alpe.

Der Augitporphyrit, welcher, mit den Vorkommen von Mendoladolomit verbunden, auf dem Gehänge von Fontaines und Do Piz diesen überlagert, ist reich an Plagioklas und enthält Einsprenglinge eines dunkelgrünen Augits. Er ist dichtkörnig und gleicht der Fazies der Gänge und Lagergänge des Augitporphyrits.

Er verwittert hier mit grober Blockstruktur, und das gleiche Gestein dringt in Apophysen in den unteren Muschelkalk ein.

Er wird bei 1860 *m* von Tuffbreccien überlagert, in denen Bruchstücke von Augitporphyrit und von verschiedenen sedimentären Horizonten mit Einschlüssen von Buchensteiner Kalken vorkommen.

Dann stehen mächtige Massen von Palagonittuffen an, wechsellagernd mit feineren Tuffen und Porphyritbreccien, die wenig kalkige Einschlüsse enthalten. Sie kommen bis zum Col Pelos hinauf vor, wo größere und kleinere Linsen von Buchensteiner Kalken in den Tuffen enthalten sind. Wir schließen deshalb, daß diese vulkanische Schichtfolge eine vulkanische Ausbruchstelle einnimmt, an welcher die oberflächlichen Buchensteiner Schichten dieser Periode größtenteils verschoben und dem eruptiven Material einverleibt wurden. Nichtsdestoweniger behielten gewisse pfeilerförmige Reste von Buchensteiner Schichten ihre Lage.

An keiner Stelle dieser Schichtfolge findet man hier irgendeinen Einschluß von Wengener Schiefern mit Pflanzenresten oder andere fossile Reste.

Die nun folgenden Laven sind Mandelsteinlaven und von Art der Oberflächen-Ergüsse. Auf diesen liegen die eruptiven, mit Wengener Tuffen wechsellagernden Gesteine. Die Wengener Tuffe enthalten einige wenige Wengener Fossiltypen und bilden den Kamm des Col Vain (S. 87).

Die ganze eruptive Schichtfolge überlagert deshalb die überschobenen Werfener Schichten von Do Piz und muß am Schub gegen W teilgenommen haben. Die Schubfläche genau westlich von Col Vain und Col Pelos ist am Hange von Ciapiaa aufgeschlossen, wo der untere Blockporphyrit auf Palagonittuffe überschoben ist.

Das allgemeine Streichen der überschobenen Gesteine ist nahe der Schubfläche N 70° O, das Einfallen SSO, das der unterschobenen N 35° O, und diese fallen unter der Fläche mit einem Inklinationswinkel von 45° bis 60° steil ostwärts ein. An der Schubebene zeigen sich da und dort lokale Störungen, scharfe Büge und geringe Brüche, welch letztere die Schubebene um wenige Meter senkten. Diese Erscheinungen lassen sich bis zur Duialpe verfolgen, wo die Schubfläche an einer WNW-OSO-Verwerfung ein wenig gegen O verschoben erscheint.

An dieser Stelle bilden die Gesteine der Westseite des Col Pelos flache Falten in der Richtung NNO—SSW ähnlich der Faltung, welche in den überschobenen Werfener Schichten am Nordgehänge beobachtet werden konnte.

Auf der Südseite der Dui-Verwerfung ist die Schubfläche in einer Höhe von 1680 *m* aufgeschlossen und steigt durch die Hänge südwärts bis zirka 1700 *m* an. Die Gesteine oberhalb der Schubfläche sind Tuffbreccien, Einschlüsse

von Buchensteiner Hornsteinkalk, Bruchstücke von Mendoladolomit, unterer Muschelkalk und Werfener Schichten. Die unterschobenen Gesteine sind die feinen Palagonittuffe, die nach unten in grobe Tuffbreccien übergehen, ein massiger Lagergang von Augitporphyrit mit Blockstruktur, der bei zirka 1500 *m* in den Mendolakalk Apophysen entsendet. (Siehe S. 89.)

Die Überschiebungsbreccien streichen N 65° O und fallen flach gegen SSO ein. Die Basis der Überschiebungsgesteine ist stark geklüftet und stellt eine Art Druckschieferung vor; die Fläche selbst hat eine östliche Inklination von etwa 45°; die unterschobenen Schichten fallen unter einem Winkel von 60° bis 65° gegen O.

Wenig südlich vom Dui-Fußwege schneidet eine weitere Verwerfung in der Richtung WNW—OSO die Felsen und senkt sie gegen S. Die Scholle zwischen diesen beiden Verwerfungen bedeutet im Verhältnisse zu den Schollen nördlich und südlich eine Hebung. Die Wirkung der Verwerfungen kann man leicht an der Verschiebung der Kämme erkennen, die aus Tuffbreccien bestehen und nord- und südwärts in einer Höhe von 1900 bis 2000 *m* durch die Crepa-Alpe ziehen. Zu beiden Seiten sind die Tuffbreccien gesenkt und der härtere Augit-Porphyrit über diesen liegt nun ebenfalls auf jeder Seite der gehobenen Scholle etwas tiefer und bildet die Hauptklippen von Col Vain im N und Bel Col im S.

Im Profil von Dui bemerkt man einen Unterschied in den eruptiven Fazies über und unter der Schubfläche.

Die Schichtfolge in der unterschobenen Masse wurde von den Duihütten bis zum Fassatal bereits oben vollständig beschrieben, und die Ähnlichkeit der eruptiven Gesteine sowie der Hauptlagergänge an den unteren Hängen zu beiden Seiten des Fassatales zwischen Campitello und Fontanazza läßt nur geringe Zweifel an ihrem ursprünglichen Zusammenhange, obwohl sie nun in dieser Gegend von der nordsüdlichen Rodella-Verwerfung entzweigeschnitten werden.

Sie gehören auf beiden Seiten zur basalen oder unterschobenen Masse des Fassatales im Verhältnisse zu den Buffaure- und Rodellaschubkeilen. Die untersten Vorkommen der eruptiven Gesteine in der unterschobenen Masse sind meistens intrusive Lagergänge und Gänge von Augitporphyrit. In der Überschiebungsmasse bestehen die untersten Lagen aus Tuffagglomeraten und groben oder feineren Eruptivbreccien mit Einschlüssen aus verschiedenen triassischen Horizonten, welche von einer mächtigen Entwicklung von Tuffen und Tuffbreccien überlagert werden, die ihrerseits unter dem Hauptlagergange und den Palagonittuffen liegen. Diese untere Tuffgruppe wird in der Unterschiebungsmasse nur durch Linsen in Verbindung mit dem Lagergange vertreten.

Anderseits sind diese Tuffe für die ältesten Ausbrüche bezeichnend. Die Schubbewegung verfrachtete sie nur eine kurze Strecke von O her, von dem innern oder zentralen Teile des ursprünglichen Eruptivgebietes, in ihre Lage bei Dui.

Die Schlucht von Drio le Palle.

(Taf. XXII, Prof. 17.)

Die Schubfläche erscheint im S der Hebung abgesenkt und zieht im Niveau von 1680 *m* mitten durch die jähen Abstürze unterhalb Col de Siadoi (Taf. XXII, Prof. 17).

Man kann sie an manchen Stellen auffinden, und man bemerkt dann oberhalb der Schubebene zerquetschte Buchensteiner Knollenkalke mit Zwischenlagen von grünen, tuffigen Schiefern, unterhalb derselben eine mylonitische Reibungszone von Buchensteiner Schichten und eruptivem Gestein. Etwas weiter südlich treten oberhalb der Schubfläche Mendolakalke auf, und die Fläche steigt an. Der Kalk bildet an der Ecke oberhalb der Drio-le-Palle-Schlucht einen vorspringenden Fels. Die Höhe ist bei etwa 1700 *m* auf der rechten Uferseite des Drio-le-Palle-Baches, die Richtung NNW von der Wegkreuzung bei 1600 *m* (vgl. Fig. 42).

Die Photographie (Taf. XVII, Fig. 61) zeigt das überhängende Dach der Schubfläche und die sehr helle Beschaffenheit der überschobenen Felsen mit Ausnahme der Stellen im Schatten.

Darunter ist die wirkliche Reibungszone, an welcher die Schichtenflächen verschwunden sind und die in eine zerquetschte, formlose Masse mit Anzeichen von Harnischbildung und Druckwirkung verwandelt wurde. Das unterschobene Gestein ist eine Mischbreccie, etwa $3^1/_2$ *m* mächtig, die einen großen Klotz von geschichtetem Buchensteiner Fels mit Hornstein führenden Knollenkalken enthält.

Es liegt schräg zur Schubfläche und wird von kleinen Scherflächen zerschnitten, an denen mylonitisiertes Material vorkommt. Dies Gestein reicht nicht ganz bis zur Schubfläche hinan.

Es befindet sich eine Reibungsbreccie dazwischen, die etwa $^1/_2$ *m* mächtig ist. Die Brocken in dieser stammen meist von dem darüber geschobenen weißen Kalke oder dem Buchensteiner Kalke, einige bestehen aus Augitporphyrit, auch Werfener Bruchstücke sind eingeschlossen. Die Grundmasse ist ein tuffiger und kalkiger Mylonit. Die untere Schichte gleicht einer gewöhnlichen Tuffbreccie.

Die Schubfläche streicht N 35° O und fällt mit 35° nach OSO. Sie zeigt eine gewellte Oberfläche. Die Achsen der schmalen Sättel und Mulden verlaufen tatsächlich von O nach W.

Der unterste Teil des aufgeschobenen Kalkes ist in einer Mächtigkeit von etwa $^2/_3$ *m* sehr stark geklüftet, aufgeblättert, und zwar beinahe parallel zur Schubfläche. Das Gestein wird auch von einer Reihe senkrechter Risse zerschnitten — Streichen N 80° W —, so daß es beinahe in Säulen gegliedert erscheint. Dieser weiße Fels ist fast sicher umgeänderter Mendolakalk. Er ist 20 *m* mächtig und auf ihm liegen senkrecht gestellte Buchensteiner Knollenkalke. Etwas höher kommen feinkörnige, dünnschichtige Tuffe in beinahe horizontaler Lagerung vor und zeigen geringe oder keine Anzeichen von Störung.

Es ist dies ein Aufschluß, welcher die Überschiebung des Mendolagesteins von O her auf Buchensteiner Kalk und eruptive Gesteine erkennen läßt. In der geologischen Karte ist leider die blaue Farbe des Mendolakalks rot überdeckt worden.

Der überschobene Mendolafels setzt sich in fast gleichem Niveau gegen SO fort, oberhalb eines 25 *m* hohen Abhanges, an welchem die unterschobenen Gesteine der Buchensteiner Zeit angehören und von dünnen Gängen und Lagergängen von Augitporphyrit durchsetzt sind. Die Buchensteiner Kalke sind sehr zerbrochen, nach allen Richtungen verbogen, doch, im ganzen genommen, streichen sie von NO nach SW und fallen gegen SO ein.

Das Gestein unter diesen Kalken ist Augitporphyrit, auf welchem weiter westlich Mendoladolomit überschoben liegt

Der Augitporphyrit entsendet eine Anzahl kurzer Apophysen und enger, vertikaler Gänge nach aufwärts in die Buchensteiner Schichten und hier haben wir eine der Lokalitäten des Buffaure-Massivs vor uns, welche bestimmt erkennen läßt, daß die Buchensteiner Horizonte von Lagergängen des Augitporphyrits, der an der jähen Westwand vorkommt, durchdrungen werden.[1]

Etwa 50 *m* oberhalb der Wegkreuzung am Drio-le-Palle-Bache erscheint der Mendoladolomit in große Schollen zerbrochen und mit einer steilen Flexur zum Bachniveau hinabgebogen. Eine Scholle befindet sich auf der rechten Bachseite oberhalb der Kreuzung, eine andere erhebt sich in kurzer Entfernung auf der linken Seite. Das Gesteinsmaterial zwischen den großen Schollen besteht aus vulkanischen Breccien mit Blöcken von Porphyrit, von lichtgrauen Kalken und Werfener Mergeln.

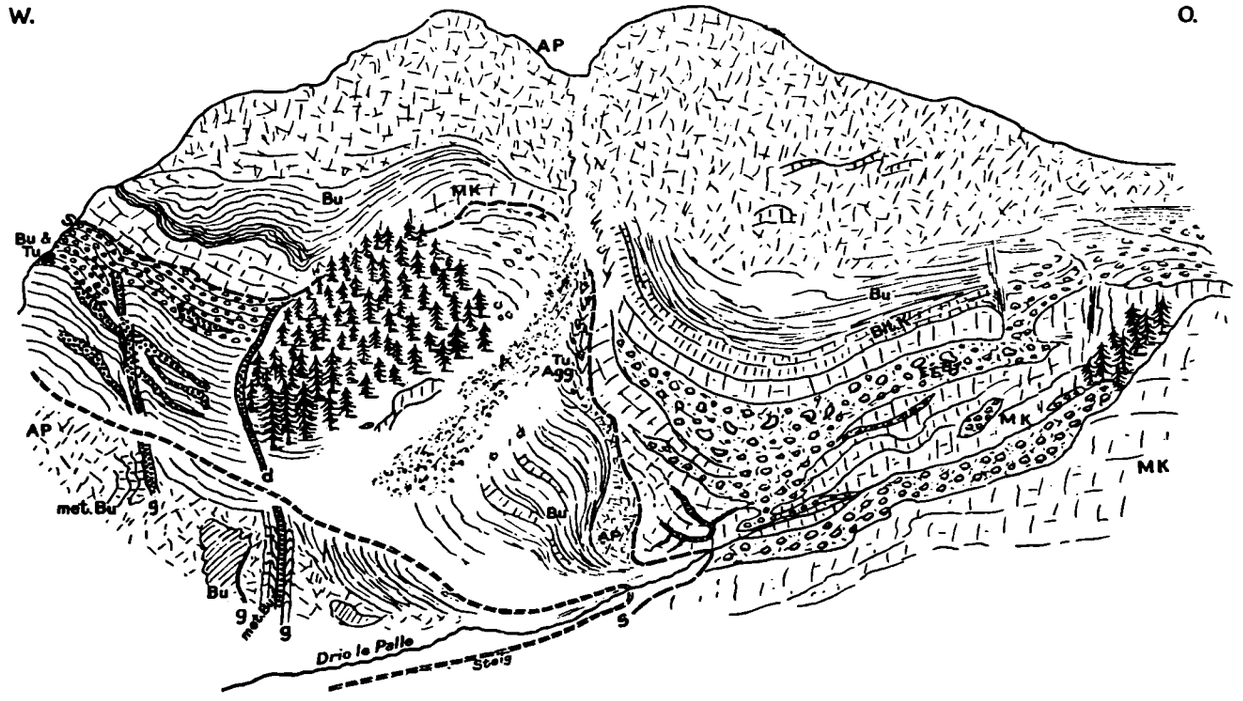


Fig. 42. Skizze der verbogenen Schubfläche in der Drio-le-Palle-Schlucht. (W-Seite des Buffauremassivs, nördlich der Kreuzung des Steiges über den Drio-le-Palla-Bach.)

MK im Bach = Mendola Kalk in erschüttertem Zustand, von feinen Gängen durchdrungen und in Kalk und Eruptivbreccien übergehend; *Bit K* = bituminöser plattiger Kalk der Grenzzone; *Bu* = Buchensteiner Knollenkalk mit *piedra verde*-Einlagerungen; *AP* = Feldspatreicher Andesit; *Tu* = Tuffe und Tuffkalkbreccien; *g* = Gänge (zu groß gezeichnet); *S* = Schubfläche, als einfache unterbrochene Linie gezeichnet; Steig, als doppelte unterbrochene Linie gezeichnet.

Im Bacheinschnitt, ein wenig oberhalb der Wegkreuzung, zieht der überschobene Mendolakalk ostwärts durch die Hänge weiter, und zwar unter den eruptiven Breccien, und etwa 40 *m* höher steht dann ein Band von Buchensteiner Kalken oberhalb der Breccien sowohl an den Hängen wie im Bachbette selbst an.

Die unterschobenen Gesteine, welche unterhalb des Mendolakalks bei der Wegkreuzung anstehen, sind Tuffe und ein Gang von Augitporphyrit mit großen Blöcken von Buchensteiner Kalk. Es sind hier mehrere Schollen von gutgeschichteten Buchensteiner Knollenkalken ganz vollständig von Porphyrmaterial umgossen, das an Spalten auch quer zur Schichtung eingedrungen ist. Weiter oben im Bache sind auch zwei größere Schollen von lichtem Grenzzonekalk von Eruptivmaterial ganz umschlossen. Der Blockporphyr unter der Schubfläche hat große Augitkristalle und schöne, runde Mandelsteine. Die Tuffe sind an der Schubfläche in Mylonit verwandelt, die Fläche selbst ist in eine Flexur verbogen und an der Kreuzung viel steiler — mit zirka 70° — gegen S geneigt. Die unterschobenen Lagen beschreiben trotzdem mit der Schubfläche nur einen Winkel von 30° und die steilere Inklination ist mit der Faltung der Fläche verbunden.

Die Schubfläche ist in diesem Aufschlusse steil sichelförmig gegen NW aufgebogen; von der Wegkreuzung bei 1600 *m* an steigt sie wieder ostwärts an. Es zeigt also die Schubmasse hier die Neigung zu einer Faltung in der

[1] Die Verfasserin hatte bereits früher im Jahre 1902/03 eine Schubfläche bei Drio le Palle beschrieben. Dr. Walther Penck bestritt deren Vorhandensein in seinem Werke (l. c., 1911, p. 39—40) und schrieb die Unregelmäßigkeiten gänzlich vulkanischen Kräften zu.

Richtung NNO—SSW, wie sie weiter nördlich beobachtet wurde. Die feinen Gänge sind im Bild Fig. 63 gezeigt. Fig. 62 zeigt einen Aufschluß der Schubfläche ein wenig nördlich von dem beschriebenen.

Die Beschaffenheit des Mendolagesteins bei der Wegkreuzung, wo dieses von Strähnen eruptiver Schichten durchzogen und lokal zertrümmert ist, wurde bereits im stratigraphischen Teile beschrieben (S. 91). Im Hangenden kommen Eruptivbreccien und ein Band wohlgeschichteter Buchensteiner Knollenkalke vor. Darüber folgen wieder Eruptivbreccien, dann gegen den hohen Kamm von Bel Col eine mächtige Masse von Augitporphyrit mit Pfeilerstruktur, weit mächtigere Palagonittuffe und endlich die Mandelsteinlaven mit eingeschlossenen Schollen von Buchensteiner Kalk.

Der Mendolakalk setzt sich als Basis der Schubmasse im S der Schlucht fort, in einem schmalen Rücken, der sich längs der Terrasse von Albacia erstreckt.

An seine Stelle treten bald Buchensteiner Knollenkalke mit großen, gelben Hornsteinkonkretionen. Sie fallen sehr steil gegen O ein und auch die Fläche behält die Inklination, welche bereits am Bache zu sehen ist. Das unterschobene Gestein ist hier Augitporphyrit, stark poliert, geglättet und verändert.

Folgt man der Fläche gegen SW, schneidet sie für eine kurze Strecke durch eruptive Breccien, doch sind mit den aufgeschobenen Felsen noch große und sehr gestörte Schollen von Buchensteiner Kalk verbunden. Diese Örtlichkeit liegt gegenüber der Stelle, wo der Weg von Campestrin die Albacia-Terrasse erreicht (S. 90).

Gleich im SO tritt oberhalb der Schubfläche wieder Mendolakalk auf und die eruptiven Breccien setzen sich als Unterschiebungsmasse fort. Die Schubebene bekommt wieder flachere Neigung.

Das Folgende ist eine Beschreibung eines Aufschlusses bei zirka 1660 *m* an dem Waldrücken in dieser Gegend. Die Überschiebungsmasse ist ein lichtgrauer Kalk, der nur stellenweise eine Schichtung zeigt, deren Flächen dann fast horizontal sind. Sie liegt diskordant auf einer groben Eruptivbreccie, in der Schollen von Werfener Schiefer und Kalk, welche den Horizonten des unteren Muschelkalks ähneln, vorkommen. Die Diskordanz ist zugleich eine Bewegungsfläche gewesen, die NO—SW streicht und mit 35° nach SO einfällt. Die Überschiebungsmasse wird von begleitenden Scherflächen durchzogen, die in der Richtung wechseln, gewöhnlich steiler einfallen als die Hauptfläche und tief gefurcht und geglättet sind.

Die Hauptfläche ist leicht gewellt, die Entfernung von Scheitel zu Scheitel beträgt zirka 1 *m*, die Richtung des Streichens verläuft von NW nach SO und rechtwinklig zum Streichen der Fläche. Bei Angabe dieser Details muß daran erinnert werden, daß in einem Gebiete, in welchem nachträgliche Deformationen eintraten, die tatsächliche geographische Richtung an jeder einzelnen Stelle kein Beweis für die ursprüngliche Bewegungsrichtung ist.

Eine Anzahl von Beobachtungen in diesem Gebiete befähigen jedoch, sowohl die ursprüngliche Richtung als die Beschaffenheit und den Umfang der Deformationen darzulegen.

Die liegende Masse besteht aus groben, nahe der Fläche verhärteten, zerquetschten Eruptivbreccien. Verfolgt man diese Breccien nach abwärts, findet man, daß sie ungleichförmig auf den sedimentären Kalken liegen und sich über diesen auf einem unebenen, unregelmäßigen Boden ausbreiten. Linsen von Buchensteiner Knollenkalken sind in die Breccien einverleibt und bei 1540 *m* kommen große Blöcke von Mendolakalk und unterem Muschelkalk darin vor. Diese Breccien liegen auf Augitporphyrit; folgen wir diesen nordwärts, entlang der unteren Kante der Albaciaterrasse, steht der Mendolakalk über dem Porphyrit an und die Breccien liegen über dem Kalke.

Obwohl also in dieser Gegend die Schubfläche lange durch eruptive Gesteine zieht, haben wir hier doch gute Beweise, daß der Kalk oberhalb der Fläche überschoben ist und die eruptiven Breccien selbst von der Fläche geschnitten wurden und sich oberhalb und unterhalb derselben wiederholen. Die ganze Schichtmasse macht eine steile SW-Flexur gegen die Pallua Verwerfung zu.

Es wurden bereits oben gewisse dünne Gänge erwähnt, welche die Buchensteiner und eruptiven Serien der unterschobenen Schollen durchdringen (S. 259, Fig. 42). Sie werden zuweilen von senkrechten Bändern der Buchensteiner Schichten begleitet. Sie sind ganz dünn, ihre Form mußte in der Skizze übertrieben werden. Ihre Struktur war sonderbar und die Verfasserin ist Herrn Dr. John Evans[1] für die detaillierte mineralogische Beschreibung von zwei Handstücken zu Dank verpflichtet.

Diese soll hier wiedergegeben werden:

1. Von einem ziemlich mächtigen Gange — aphanitisch im Handstücke, mit Ausnahme der dunklen Augite. Unter dem Mikroskop gesehen, scheint es der Zusammensetzung nach ein Andesit zu sein.

Die Grundmasse besteht aus zahlreichen kleinen Nadeln und schmalen Plättchen von Oligoklas, dann aus dunklem, fast farblosem Augit und etwas Magnetit. Es befinden sich darin gerundete Einsprenglinge von Oligoklas und Augit, von Olivin und Enstatit, umgewandelt in Serpentin und andere Umwandlungsprodukte; Ursprung zweifelhaft, vielleicht ein autoklastischer Gang, der durch Lagergänge, Laven, Tuffe und Schubbreccien quer hindurchzog;

2. von einem sehr dünnen Gange oberhalb des rechten Bachufers; das Gestein ähnelt dem von 1 sehr, nur die klastische Struktur erscheint deutlicher ausgeprägt. Tatsächlich besteht das Gestein in der Hauptsache aus pulverigem, autoklastischem Material — kleine Spindeln von Oligoklas, Bröckchen der grauen Grundmasse mit ähnlichen Oligoklasspindeln, Fragmente eines mehr basischen Plagioklases und Kalks, vermutlich Epidot. Mit Salzsäure benetzt, brausen die Handstücke sehr stark auf.

In der Karte des Alpenvereins, welche die Verfasserin benutzte, ist an den Albaciahängen die Zahl 1649 *m* fälschlich für 1549 *m* eingetragen. Nimmt man den Weg, der von der Palluaalpe am Avisio zur Terrasse bei 1549 *m* empor-

[1] Dr. Evans, der diese Aufschlüsse mit mir besuchte, sprach die Meinung aus, daß möglicherweise die Schubfläche hier schon während der triassischen Störungen entstand und dann noch von späteren Teilbewegungen getroffen wurde.

leitet, trifft man in einer Höhe von etwa 1470 *m* eine locker gepackte Tuffbreccie. Sie ist im Vergleiche zum Augitporphyrit im Osten an einer nordsüdlichen Störung abgesenkt. Weiter südlich befinden sich in der Westscholle der Reihenfolge nach Buchensteiner Kalk und dunkler Schiefer der Grenzzone, mit steiler Flexur gegen außen nach dem Fassatal absteigend. Oben biegen sie um, mit flachem Fallen bergein. In der Ostscholle ist ein schmales und sehr gestörtes Band von Werfener Schiefern und Schollen des unteren Muschelkalks, das gegen S ansteigt und die Basis der eruptiven Breccien und des Mendolakalks der Albaciaterrasse bildet. Sie bilden hier eine Überschiebung über dem Dach der „C"-Falte.

Wo der Weg die Terrasse erreicht, befindet sich westlich eine enge Runse, in der bei 1580 *m* auf der Westseite der Störung die Gruppe der bituminösen und gebänderten Kalke des oberen Muschelkalks ansteht. Sie liegen auf Mendolafels und werden gleichförmig von feinkörnigen, schwarzen, 40 *m* mächtigen Tuffen überlagert, die keine größeren Einschlüsse enthalten. Sie streichen N 20° O und fallen mit 27° nach WNW ein.

Die ganze Störungslinie, die sich in nordsüdlicher Richtung erstreckt, gleicht mehr einer aufgerichteten Schubfläche als einer gewöhnlichen Verwerfung. Die Abscherungserscheinungen und Unregelmäßigkeiten sind in den Werfener und unteren Muschelkalkschichten besonders deutlich. Wir haben also in dieser Gegend in einer Höhe von zirka 1600 bis 1700 *m* das Vorhandensein einer steilaufgebogenen Schubfläche mit einer gegen W schauenden Stirnbiegung und etwa 150 *m* tiefer eine fast parallele Aufbiegung einer Schubfläche. Eng zusammengepreßt zwischen diesen zwei Schubflächen ist eine Scholle, wo die Gruppe von unterer Trias und unterem Muschelkalk ebenfalls in sehr gestörter Lage aufgeschoben ist. In der untersten Scholle fallen die Schichten bergein und biegen dann wieder mit steiler Flexur bergaus um.

Die Buchensteiner Schichten der unterschobenen Serien steigen im S an und werden am Gehänge von Mesdi in einer Höhe von 1620 *m* von Tuffen überlagert. Die Knollenkalke zeigen hier die mehr kristallinische Beschaffenheit des Marmolatakalkes, obwohl sie noch immer reichlich Hornsteine führen. Weiter südlich erscheinen die Buchensteiner Kalke in unzusammenhängende, geschichtete Lagen und Klötze zerbrochen, die mitten in Tuffen und Tuffbreccien liegen.

Col de Mesdi ist der Name der Berghänge zwischen der Albacia-Terrasse gegenüber Campestrin und dem vorspringenden Eck von Doy de Sot gegenüber Mazzin (vgl. S. 92, Fig. 13*a* und *b*).

In einer Höhe von etwa 1680 *m* wird zwischen überschobenem Mendolakalk und unterschobenen Tuffbreccien eine Schubfläche sichtbar. Das Gestein an der Schubfläche ist ein Mylonit aus Augitporphyrit und Kalkbrocken in einer tuffigen und kalkigen Grundmasse. Er ist etwa 6 *m* mächtig und an seinem unteren Rande treten ganz plötzlich die gewöhnlichen Tuffbreccien an seine Stelle.

Das überschobene Dach aus Kalk zeigt eine gekrümmte, polierte Oberfläche, ist geklüftet und aufgeblättert. Es ist 30 *m* mächtig, wird jedoch südwärts rasch schmächtiger und löst sich endlich in massive Blöcke und Bruchstücke inmitten des Mylonits auf.

Dieser Aufschluß zeigt, daß eine Schubfläche, wie sie in der Schlucht von Drio le Palle und in den Felsen von Albacia aufgeschlossen erscheint, auch in dieser nächsten südlichen Scholle vorhanden ist und die eruptiven Tuffe und Tuffbreccien sowohl oberhalb wie unterhalb der Schubfläche vorkommen, wo sie auf verschiedenen Horizonten der Kalke liegen.

Eine senkrechte Verwerfung scheint durch die Schubfläche und die überschobenen Mendolagesteine zu ziehen. In einer südlichen Runse zur Seite der Verwerfung stehen in einem höheren Niveau, senkrecht gestellt, Buchensteiner Knollenkalke an, die N 10° O und etwas über diesen Tuffbreccien durchstreichen. Die Buchensteiner Schichten sind geklüftet und geglättet. Unglücklicherweise ist der Boden auf einige Entfernung hin mit Gras bewachsen. Weiter südlich, am Fuße der Augitporphyritabstürze, liegen geglättete Steine aus den verschiedenen Horizonten herum; die Augitporphyritfelsen sind stark geklüftet und weisen polierte, manchmal geglättete und veränderte Kluft- und Cleavageflächen auf.

Diese Anzeichen für eine Reibungszone können auf einige Entfernung gegen S hin verfolgt werden. Die Bruchstücke stammen meist aus den kalkigen und bituminösen Gruppen der Buchensteiner und Grenzzoneschichten. Sie umfassen sandige, knollige Kalke, weiche papierdünne Schiefer, alle verbogen und zerknittert, grüne, tuffige Schiefer, manche Schiefer mit zerdrückten Fossilien, und eine Anzahl von Brocken, die in eine asbestähnliche Masse verwandelt wurden.

Von massivem Gesteine findet man nur gelegentlich plattige Lagen im Grase und diese sehen verschiefert und zerquetscht aus. Wahrscheinlich zieht entweder die Schubfläche oder die nordsüdliche Verwerfungsfläche hier durch die eruptiven Gesteine und die bedeutenden Linsen von Buchensteiner Schichten wurden in die Reibungszone eingeschleppt.

Man kann hier einen regelmäßigen Wechsel in der Gruppierung der Schichten beobachten, die von der Schubfläche geschnitten werden.

Es läßt sich von N nach S unterscheiden:

a) Das Gebiet von Do Piz, in welchem die überschobenen Schichten an der Schubebene meist Werfener Schichten sind;

b) das Gebiet von Dui, in dem es meistens eruptive Tuffe und Breccien sind;

c) jenes von Drio le Palle und Albacia, wo es hauptsächlich Mendoladolomit ist;

d) jenes von Col de Mesdi, wo meist eruptive Tuffe und Breccien und Augitporphyrit an der Schubebene liegen.

Dieser Wechsel bedeutet augenscheinlich gefaltete Schichtenreihen und, da die Achsen der Falten in der Richtung von WNW nach OSO verlaufen, bezeichnen sie wahrscheinlich das ältere System der Faltung, das entlang einer recht gleichförmigen Fläche entzweigeschnitten und als gefaltete Gebirgsscholle gegen W getrieben wurde.

Der untere Muschelkalk und die Mendolagesteine im südlichen Teile des Col-de-Mesdi-Gehänges zeigen eine Flexur gegen W mit NW-SO-Achse; sie steigen äußerst rasch an und werden von den höheren Kalken überlagert. Letztere

spitzen in die Tuffe ein und erreichen die Isohypse 1860 etwa 60 *m* unter den Abstürzen aus Augitporphyrit. Alle Aufschlüsse werden dann von einem weiten Bergsturze von Augitporphyritblöcken aus der hohen Wand verschüttet. Im S dieses Bergsturzes erreichen dann die entsprechenden Kalke von Doy de Sora die Höhe von 1800 *m*. Der Augitporphyrit der hohen Wand hat seine Basis bei 1860 *m*. Man sieht, daß die Kalke auf der Nordseite zu einer Antiklinalfalte in der Richtung WNW—OSO ansteigen, an welcher auch der Augitporphyrit beteiligt ist, und daß der Südflügel der Flexur in jenem Teile des Absturzes deutlich zum Ausdrucke kommt, der sich oberhalb des Bergsturzes befindet und Ciamp de Pozza genannt wird.

Die Flexur fällt dann zum Punkt ab, der mit der Höhe 1862 *m* in die Karte eingetragen ist, und die Verfasserin fand an dieser Stelle eine deutliche Verwerfungsfläche, welche den Augitporphyrit in der Richtung WNW—OSO durchschneidet.

Die Verwerfungsfläche streicht N 50° W und ist mit 75 bis 80° gegen NNO geneigt (vgl. S. 275).

Der Fels auf der Nordseite ist ein fester Augitporphyrit mit „Rosettenstruktur" oder zerbricht ungefähr kugelförmig.

Die Grundmasse ist dichtkörnig und verwittert rotbraun; die Augitkristalle sind sehr zahlreich, aber klein; nur wenige große Augite kommen vor und die Plagioklase können mit bloßem Auge nicht wahrgenommen werden. Der Fels ist stark, beinahe senkrecht geklüftet und die Cleavage- und Kluftflächen streichen N 10° O. Die Oberflächen sind poliert und geglättet, das ganze Gestein neigt zu unregelmäßiger Zertrümmerung.

Der Augitporphyrit auf der südlichen oder abgesenkten Seite der Störung verwittert dunkelgrün, besitzt eine grobkörnige Grundmasse, in welcher sporadisch eingestreute Augite in die Augen fallen. Große und kleine Augitkristalle sind in ungefähr gleicher Anzahl vorhanden; Feldspate sind viel seltener.

Die Fläche zwischen den beiden Felsarten ist gewellt, in ostwestlicher Richtung gestriemt, als ob die differentiale Bewegung in dieser Richtung stattgefunden hätte. Eine Verwerfungszone von etwa $^1/_2$ *m* Breite wird von zertrümmertem und umgeändertem Porphyrit und einem tuffigen Gestein ausgefüllt und die Verwerfung ist keineswegs ein gerader Schnitt, sondern ändert ihre Inklination von Stelle zu Stelle.

Man hat nun zu überlegen, ob dies die Fortsetzung der Schubfläche sei, welche durch die Hänge von Col de Mesdi ansteigt.

Ihre Lage in der Mulde zwischen den beiden WNW-OSO-Flexuren spricht dagegen und verbindet sie eher mit den NW-SO-Verwerfungen, welche die Schubfläche an den Hängen von Grepa bei Dui schneiden. Sie kann als Flexurverwerfung mit Absenkung auf der südlichen Seite aufgefaßt und als solche südwärts bis Cigolon und Val Nicolo verfolgt werden.

Diese Verwerfung erklärt die tiefere Lage der Schichten am Doy de Sora im Vergleiche mit der Scholle am Col de Mesdi und die Beziehungen der zwei niedrigen, mehr isolierten Hügel, Lo i Cei und Doy de Sot, an der Basis des Bergsturzes. Ihre Lage beruht in gewissem Maße auf rezenten Rutschungen. Sie sollen im Zusammenhange mit Doy de Sora beschrieben werden.

Der verstorbene Professor Dr. W. Penck hielt das Porphyritblockmaterial in diesem weiten Gebiete für einen anstehenden mächtigen Gang und kam zu dieser Anschauung in Hinblick auf die ähnliche Anhäufung von Augitporphyrit unterhalb Cigolon auf der Südwand. Die Verfasserin hat beide Vorkommen als Bergstürze beschrieben und Dr. J. W. Evans, der beide aufsuchte, untersuchte im besonderen den ganzen Hang oberhalb Lo i Cei und konnte ihre Anschauung bestätigen. Wenn auch ursprünglich bei Lo i Cei ein Gang in ostwestlicher Richtung vorhanden gewesen wäre, hätte man ihn nun wegen der Bergsturzmassen nicht mehr untersuchen können.

Das Vorhandensein der Verwerfung erklärt die Neigung zu solchen Bergstürzen, außerdem ist dies eine der gestörtesten Gegenden des ganzen Massivs.

Die Schubflächen an den Südwesthängen.

Die Scholle von Fontanive.

(Taf. XXII, Prof. 17, Taf. VII, Fig. 25, 26.)

Die Südwesthänge können am besten erklärt werden, indem man zunächst einem typischen Profile folgt, wo es gut aufgeschlossen ist und bequem untersucht werden kann. Das Profil befindet sich am Fontanivegehänge, etwa 10 Minuten Weges von Dorf und Gasthaus Perra (Fig. 43).

Eine Brücke führt im Talniveau bei 1310 *m* über den Avisio nach Ponte Toal, und ein schmaler Steig leitet ostwärts zum Kessel von Fontanive, welcher von einer Wand aus lichtgrauem Mendoladolomit umgeben wird, die sich zu einer Höhe von zirka 1500 *m* erhebt. Die ersten anstehenden Schichten sind bei 1390 *m* die Campiler oder Ober-Werfener Schichten. Es sind graue, dünngeschichtete, kalkige Sandsteine, gesprenkelt mit Muskovit, die zahlreiche Fossilien enthalten — *Myacites, Pseudomonotis austriaca, Pecten vajolettensis, Pecten sojalis* und kleine *Naticas*. Sie streichen N 30° O und fallen mit 6—10° nach OSO.

Wenige Meter höher wechsellagern kalkige Schiefer, die *Naticella costata* und schmale Pecten führen mit Gastropodenoolithen. Bei 1405 *m* beginnen die rötlichen, mergeligen Schiefer und sind zwischengelagert mit rötlichvioletten, sehr sandigen Schiefern, die Muskovit enthalten. Einige Horizonte sind weniger sandig und arm an Glimmer.

Die glattschaligen *Pecten microtis* kommen häufig vor und die schmalen, länglichen Myacitesformen sind zahlreich *(Anodontophora [Myacites] fassaensis* var. *brevis* und *Anodontophora [Myacites] Canalensis).*

Bei 1410 *m* steht auf der linken Seite der Furche ein grünlich verwitternder Lumachellenkalk an, voll von schlecht erhaltenen Bivalven. Er ist etwa 8 *cm* mächtig und wird von grauen und roten Schiefern, dann von grauen, klumpigen und knolligen, mergeligen Kalken überlagert, welche sehr sandig und glimmerig sind und noch gelegentlich Myaciten führen.

Auf diesem Horizonte liegt ungleichförmig, ziemlich scharf abgegrenzt, bei 1423 *m* ein grauer, schlecht geschichteter, dolomitischer Kalk, der mehr oder weniger zertrümmert ist. Diese Beschaffenheit tritt in den höheren Horizonten immer stärker hervor, wo sich dann eine Art Konglomerat entwickelt. Eiförmige Kalkbrocken, mancherlei abgerundete Hornsteingerölle und einige wenige Gerölle aus rotem Werfener Sandstein sind in die gelbliche Grundmasse eingeschlossen. Gegen S nimmt die Beteiligung der Breccie sehr rasch ab und das Gestein erhält mehr die Beschaffenheit eines grauen, wenig kristallinischen Dolomits oder dolomitischen Kalks von der Art des unteren Muschelkalks. Das allgemeine Einfallen dieser Schichtgruppe ist 45° NO.

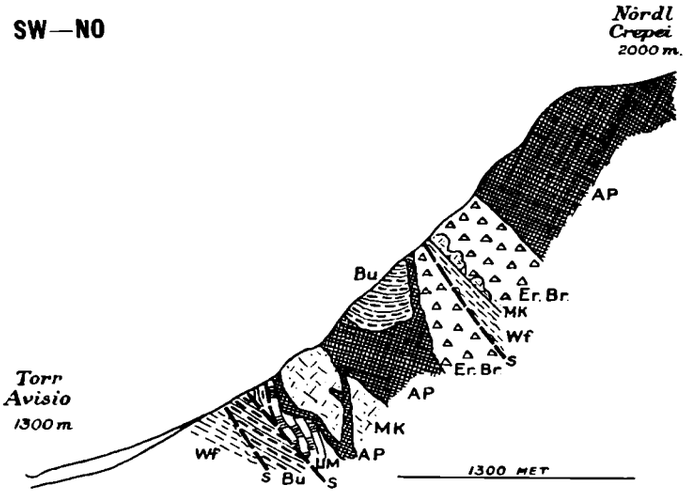


Fig. 43. SW-Wand Buffaure. Profil östlich Ponte Toal. Fontanivescholle unterhalb Sass di Perdafec.

Wf = Werfener Schichten; *UM* = Unterer Muschelkalk; *MK* = Mendolakalk; *Bu* = Grenzzone und Buchensteiner Schichten; *AP* = Lagergänge und Kalkeinschlüsse; *Er* = Eruptivbreccien und Tuffe.

Auf der rechten Seite der Furche stehen keine Breccien an. Sie schneiden an einer geneigten Verwerfung ab, welche den Hang in der Richtung NNW durchzieht. Die Werfener und unteren Muschelkalkschichten sind im O der Verwerfung gehoben und leicht auf obere Muschelkalk-, Grenzzone- und Buchensteiner Schichten in der Westscholle überschoben.

Die Werfener Schichten sind nahe an der Verwerfung verbogen und gefaltet, allein die Horizonte, die um etwa 1 *m* höher anstehen, weisen keine oder nur eine geringe Störung der Schichten auf. Ihr Streichen ist NNW—SSO, ihr Einfallen mit 30° nach ONO. Die Unterschiebungsmasse zeigt eine gewellte und geglättete Oberfläche und fällt mit einer Neigung von 50° eher östlicher ein als die überschobenen Schichten.

Ewa 40 Ellen von der Basis der Wand aus Mendolakalk werden die überschobenen Schichten von einer Verwerfung in der Richtung N 75—80° W geschnitten, mit Absenkung im N. Diese Absenkung trifft einen schmalen Keil von Mendolakalk und die nächstfolgenden Horizonte von Krinoidenkalk und von hornsteinführenden Buchensteiner Knollenkalken. Diese Gruppe ist stark zerklüftet und schlecht geschichtet.

Eine Störung in dieser Höhe befindet sich nahe an dem Punkte, der mit 1472 *m* eingetragen ist, dort, wo etwa 5 bis 6 *m* südlich des Kalkkeils (in der Photographie sichtbar) ein Wasserfall herabstürzt. Das Gestein beim Wasserfalle ist ein vertikaler Gang von Augitporphyrit, etwa 3 *m* mächtig, Verlauf nordsüdlich. Er füllt eine Kluft zwischen einer überhängenden Wand aus Mendolakalk im O, deren Schichten nach auswärts fallen, und gestörtem Kalk und Werfener Schichten im W, die nach innen einfallen (Taf. VII, Fig. 25).

Folgen wir diesem Gange nordwärts, behält er zunächst diese Lage, tritt dann im O in die Wand aus Mendolakalk ein, und der Mendolakalk selbst kommt in direkten Kontakt mit den Werfener Schichten. Der Kontakt tritt an einer geneigten Verwerfungsfläche ein, die N 25° W streicht und mit 50° nach ONO einfällt. An der Basis des Mendolagesteins befinden sich Fetzen von unterem Muschelkalk, bräunlichrote, hellgelbe oder graue Dolomite. Das Mendolagestein an der Verwerfung wird von einem weiteren senkrechten Gange, wahrscheinlich einem Seitenzweig des Ganges von Fontanive, durchdrungen.

In beiden Vorkommen ist der Augitporphyrit sehr reich an Plagioklas und weist große Einsprenglinge eines schwarzen Augits auf.

Die Details dieser Beobachtungen konnten nicht vollständig in die geologische Karte eingetragen werden. In Zusammenfassung der Beobachtungen kann man Folgendes sagen: In der Runse von Fontanive kommen zwei geneigte Verwerfungsflächen in der Höhe von etwa 1400 *m* und 1470 *m* vor. An der tieferen der beiden wurden Werfener Schichten gehoben und in der Richtung WSW überschoben, an der höheren wurde der Mendolakalk über verschiedene Horizonte der zerschnittenen Gesteine samt jenen in einem kleinen, eingesenkten Keil, westwärts bewegt. Gegen Süd, oberhalb des Punktes 1472 *m*, treffen die Schubflächen zusammen.

Die höhere Störung läßt sich südwärts in engem Anschlusse an die Mendolakalkwand in einen sogenannten „Felskamin", in eine Kluft, verfolgen, die fast nordsüdlich verläuft. Die Wand ist tatsächlich eine Verwerfungsfläche.

In dem „Kamine" ansteigend, kann man auf der Ostseite das Streichen mit N 30° W, das Einfallen mit 35—40° SW abmessen.

Die Gesteine auf der Westseite sind grauer, sandiger Kalk und Breccien, manchmal kalkig, manchmal dolomitisch, verschiedene Handstücke, ganz nahe aneinander entnommen, reagierten mit Salzsäure ganz verschieden. Die Störung zwischen den Schichten befindet sich in einer direkten Linie mit dem Porphyritgange in 1472 *m* Höhe. Der Gang

verschmälert sich rasch, und die Breccien treten näher an den Mendolafels heran. Manche Lagen der Breccien zeigen rauhwackenähnliche Struktur, andere werden mehr kristallinisch und fest, alle haben einen stark bituminösen Geruch und gehören beinahe sicher den Obermuschelkalkhorizonten der Grenzzone an.

Die Störung verläuft hier nordsüdlich und steht senkrecht, mit Ausnahme des kleinen Überhanges der höheren Mendolawand über den Breccien, der 70—80° geneigt ist. An der Hauptverwerfungsfläche ist Harnischbildung in horizontaler Richtung vorhanden.

Der Mendolafels ist durch mehrere parallele Risse in der Richtung WNW zerspalten. Andere von geringerer Bedeutung verlaufen N 30° W und N 45° W.

Die Breccien nahe an der Verwerfung geben einer richtigen Reibungsbreccie Raum. Das ganze Gestein ist sehr geklüftet, durch ein regelmäßiges System paralleler Risse in der Richtung WNW—OSO zerbrochen.

Eine genaue Untersuchung der Fläche erkennt sie als eine steil mit 70° gegen N 15° O geneigte Schubfläche, an der Mendolakalk auf Buchensteiner Schichten überschoben wurde.

Kehren wir nun wieder zum Mendolakalk zurück! Die Wand wird in einer Höhe von 1520 *m* von einer massiven Entwicklung von Augitporphyritlagergängen überlagert, die folgenderweise eingeschaltet sind:

1. Mendolakalk, 2. Lagergang, 3. lichtgrauer, bituminöser Kalk mit Hornsteinbändern und Adern, 4. Lagergang, 5. lichtgrauer Knollenkalk wie vorher, 6. Lagergang, 7. lichtgrauer Knollenkalk wie vorher, gegen oben in ein homogenes, kristallines Gestein, ganz dem Marmolatakalk gleich, übergehend, 8. mächtige Lava, 9. eruptive Breccien und Tuffe. Die ganze Schichtreihe folgt gleichförmig dem NW-SO-Streichen und fällt auswärts wie der Mendolakalk an der Basis.

Die Lagergänge entsenden zahlreiche Intrusionen in die Schichtengruppe der Kalke, so daß diese an Ort und Stelle teilweise in ein Mischgestein aus Kalk und Porphyrit verwandelt erscheinen, das ganz die Schichtung des Kalks annimmt und einer eruptiven Breccie ähnlich sieht, obwohl es auf das Eindringen der Intrusionen zurückzuführen ist. Die Adern der Lagergänge sind oft sehr dünn und wurden in einen tuffartigen Zustand innerhalb der Kalke umgewandelt. Der Kalk in Kontakt mit diesen Adern ist ebenso umgeändert.

Das breccienartige Aussehen ist in weitem Maße auf zahlreiche Infiltrationen an Horizonten in unmittelbarer Nähe von Kontaktänderungen zurückzuführen; in einigen Fällen geht es plötzlich oder allmählich in Stellen über, wo fester Kalk von Lagergängen durchdrungen wird.

Bei 1570 *m* ist das anstehende Gestein eine augitporphyritische Lava mit Andeutung einer unregelmäßigen Lagerung, bei 1580 *m* enthält sie zahlreiche Brocken von Buchensteiner und Marmolatakalk[1] und geht seitlich in diese Felsen über. Oberhalb der Lava beginnt die Hauptfolge der eruptiven Tuffe und Tuffbreccien. Die Breccien umschließen Bruchstücke von Lava und Kalk.

Die Tuffbreccien werden in der Scholle von Fontanive von einer höheren Schubfläche geschnitten, die durch das Gehänge hin verfolgt werden kann und hier beschrieben werden soll. Der Rücken aus eruptiven Breccien, durch welche die Fläche zieht, wurde durch mächtige Felsrutschungen aufgeschlossen, und die Abscherung und Glättung ist sehr gut sichtbar.

Dieser Rücken endet plötzlich im S und darunter, in etwa 1550 *m* Höhe, schneiden die eruptiven Gesteine gegenüber dem Mendolakalk im S ab. Der Abbruch kann in ostwestlicher Richtung weiter verfolgt werden und bezeichnet eine ostwestliche Verwerfung durch das Gehänge, zwischen der Scholle von Fontanive und jener von Fourjalai, mit einer Absenkung auf der Südseite.

Diese Verwerfung ist ein sehr deutliches Merkmal an dieser Bergseite. Ein wenig tiefer unten schneidet sie an der nördlichen oder Seite von Fontanive alle Felsen aus oberem Muschelkalk und Buchensteiner Kalk unterhalb der Schubfläche im Profil der Fontaniveschlucht von den Werfener Schichten der nächsten Verwerfungsscholle im S ab.

Die Kalkfelsen sind etwa 60 *m* hoch und deren unterer Teil ist sehr bituminös. Dies Gestein ist hier dunkler, stärker gebändert und enthält Rauhwacken und harte Hornsteinbänder von dunkler Farbe. Die höheren Kalke sind heller, enthalten gelbe Hornsteine und gelegentlich konkretionäre Zonen von oolithischem Aussehen.

Obwohl dies Gestein von einer viel massigeren Beschaffenheit ist als die wohlgeschichteten Buchensteiner Knollenkalke am Gehänge des Monte Dona, gehört es doch in seiner Hauptmächtigkeit wahrscheinlich zur Buchensteiner Fazies und enthält in seinem unteren Teile Schichtenglieder der bituminösen Gruppe des alpinen oberen Muschelkalks.

Das ganze Gestein wird von steilen Cleavageflächen in der Richtung N 20° W zerschnitten. Es zerbricht gewöhnlich mit glattem, muscheligem Bruch, verwittert in Buckeln und Grübchen, ganz ungleich dem Mendolakalk oder Dolomit. Die Schichtung ist häufig verwischt, in der Hauptmasse schlecht entwickelt, allein die Reaktion mit Salzsäure zeigt, daß das Gestein im allgemeinen kalkig ist.

In den bituminösen Lagen des oberen Muschelkalks zeigt sich gute Schichtung. Auch wurden in diesen Brachiopoden gefunden.

Die Verwerfung, welche den Kalkfels auf der Nordseite gegen Werfener Schichten begrenzt, ist schon beschrieben worden.

[1] Es war unmöglich, die schmalen Vorkommen von Marmolatakalk mit verschiedenen Farben in die geologische Karte einzutragen.

An der Basis des Kalkfelsen sind die Schichten in zwei deutliche Gewölbe mit einem Streichen N 80° O verbogen, die längs einer Verwerfungsfläche in der Richtung NO—SW gegen Werfener Schichten an ihrer Westseite abschneiden.

Die Horizonte der oberen Werfener oder Campiler Schichten nahe an der Verwerfung sind graue Mergel und Schiefer mit glimmerigen Oberflächen, führen *Naticella costata*, sind aber sonst fossilarm. Sie sind sehr spaltbar und in der Richtung N 65° W vertikal geklüftet. Diese Verwerfungsfläche ist ganz in der Nähe einer anderen geneigten Fläche, welche in einem höheren Niveau durch die Buchensteiner Kalke schneidet und gegen NO fällt.

Eine Reibungszone ist entwickelt, welche von einem sehr zerklüfteten Kalkmylonit ausgefüllt wird, der viele Hornsteine enthält. Die Hauptcleavagen haben die Richtung N 20° W und N 55° O. Sie deuten auf die Richtungen der lokalen Druckspannungen hin.

Die Reibungszone liegt auf einem Bande eines sehr zerspaltenen, umgeänderten Buchensteiner Kalks, das etwa $1^1/_2$ bis 2 *m* mächtig ist. Das Streichen ist nicht dasselbe wie in dem Kalk oberhalb der Reibungsfläche: oberhalb dieser ist das Streichen NW—SO, das Einfallen NO; unterhalb ist das Streichen N 10° O, das Einfallen 15° gegen O mit Wechsel in N 20° W. Diese Fläche ist ein Beispiel für die Art, wie sich eine torsionale Bewegung innerhalb einer Schichtengruppe auswirkt.

Unter der unteren Gruppe der Buchensteiner Schichten stehen in 1480 *m* Höhe Werfener Schichten an. Sie sind stark zerquetscht, gewellt und umfassen die Campiler Horizonte von braunroten, sandigen Mergeln.

Diese Verhältnisse finden sich gleicherweise gegen S bis zu einem tiefen Risse, durch den die vertikale Verwerfung in der Richtung N 85° O, also tatsächlich ostwestlich, durchzieht. Schmale Keile erscheinen in die Verwerfungszone eingeschleppt, eine Scholle erstreckt sich noch 8—10 *m* südlich der Verwerfung. Sie keilt rasch aus, und die Gehänge im S bestehen nur aus Werfener Schichten.

Um die Ostgrenze der Buchensteiner Kalke zu untersuchen, ist es bequem, hinter den Felsen von dieser Verwerfung aus emporzuklettern und die Untersuchung gegen N hin zu unternehmen. Man sieht so, daß der Kalk als Schubkeil auf den Werfener Schichten liegt. Verbiegung und Glättung der Oberflächen ist hier ebenso vorhanden wie an der Schubfläche zwischen Kalk und Werfener Schichten, welche am Westhange aufgeschlossen ist.

Eine genaue Untersuchung zeigt also, daß die Buchensteiner Schichten einen Schubkeil bilden. Dies größere Vorkommen von Buchensteiner Kalk stand zweifellos ursprünglich in Zusammenhang mit dem schmalen Kalkkeile auf den überschobenen Werfener Schichten am linken Ufer der Schlucht von Fontanive in 1465 *m* Höhe (Fig. 43).

Versuchen wir es, uns die Störungen zu rekonstruieren, so erhalten wir eine abgeschnittene und verbogene Falte, welche anscheinend die Form einer nach W gewendeten Knieflexur angenommen hat. Sie wird im Mittelstücke durch jene steile Verwerfung zerrissen, welche nahe dem Punkte 1472 *m* aufgeschlossen erscheint, und der höhere Flügel, der aus Mendolakalk besteht, wurde auf Grenzzone-Horizonte des bituminösen Kalkes und des Buchensteiner Kalks überschoben, welche Kalke, eng gefaltet und zusammengepreßt, den unterschobenen, konkaven Teil der Flexur einnehmen. Gemeinsam wurden sie mit Teilbewegungen über unteren Muschelkalk und Werfener Horizonte bewegt, und diese wurden selbst von der NW-SO-Verwerfung der Fontaniveschlucht zerschnitten.

Die ganze Gruppe der gestörten Schubkeile wurde von dem O-W-Bruch betroffen und auf der Nordseite im Vergleich zu ihrer Lage auf der Südseite gehoben.

Eine wirklich interessante Eigentümlichkeit zeigt sich hier, welche sich auf die frühesten Deformationen bezieht, mit welchen die mitteltriassischen Tuff- und Lavaausbrüche verbunden waren.

Zunächst finden wir in engem Nebeneinander eine ganz vorzüglich entwickelte kalkige Fazies der Buchensteiner Schichten unterhalb der Mendolafelsen der Fontanivewand und oberhalb derselben eine Faziesentwicklung, in welcher die unteren Horizonte der Buchensteiner Schichten von Lagergängen durchdrungen werden und die höheren Horizonte nur noch in Fragmenten in die Tuffe und Laven einverleibt erscheinen.

Es ist sicher, daß durch die eben beschriebene Faltung und Überschiebung, die zwei Fazies einander näher gebracht wurden als ihre ursprüngliche Lage war. Die kalkige Fazies der Buchensteiner Schichten muß sich nahe dem Südrande des Eindringens der eruptiven Schichten befunden haben.

Die mitteltriassische Grenze zwischen dem eruptiven und dem kalkig-dolomitischen Gebiete muß wirklich durch diese Gegend ziehen.

Welche Anzeichen finden wir hiefür? In dem Verwerfungskeile aus oberem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten, welcher sich nur in sehr geringer Entfernung im S befunden haben kann, sehen wir keine Intrusionen; in den überschobenen Gesteinen bemerken wir im Mendolakalk und im unteren Muschelkalk eine Anzahl senkrechter Gänge aus Augitporphyrit; in den darüberliegenden Buchensteiner Schichten, u. zw. in den unteren Teilen der Serie, welche etwa 6—8 *m* mächtig ist, treten intrusive Lagergänge auf und entsenden unzählige feine Adern in die Kalke.

Ein wenig näher der Grenze steht oberhalb der Buchensteiner Felsen eine mächtige Bank von Porphyrit an, und die eruptiven Tuffe sind voll von Buchensteiner Kalkbrocken sowie von Bruchstücken aus den älteren triassischen Horizonten und enthalten auch Blöcke und Brocken aus den Laven.

Der Porphyrit scheint sich ununterbrochen fortzusetzen. Man kann die Lagergänge gut den Hang aufwärts verfolgen und findet, daß die Buchensteiner Kalke auskeilen und sich nur der Porphyrit weiter fortsetzt und unregelmäßig mit Tuffen vermengt erscheint.

Der Faziesrand an dieser Stelle beweist überzeugend, daß die Buchensteiner Kalke bereits vor der Phase der Eruptionstätigkeit mächtig entwickelt waren, dann von Lagergängen durchdrungen und oberflächlich in schmale Fragmente zerbrochen wurden.

Das Fehlen von eruptivem Gestein in der unterschobenen Gruppe der Kalke zeigt an, daß diese in mitteltriassischer Zeit wahrscheinlich vom Eruptivgebiete durch senkrechte Brüche abgeschnitten waren, welche eine innere Scholle oder eine Serie von Schollen im N absenkten.

Die Lava, welche in die Buchensteiner Schichten im N als Lagergänge eintritt, dringt auch in die eruptiven Tuffe ein. Es scheint also zunächst, daß die Brüche die Gesteine der abgesenkten Schollen in den Eruptivbereich brachten, wo sie mit Tuffen vermengt wurden; später stiegen an den Randbrüchen oder nahe an denselben Gänge empor und in den höheren Horizonten breiteten sich Lägergänge aus.

Die Verfasserin betrachtet die Randbrüche selbst nicht als die ursprünglichen Eruptionsspalten, eher als nachträgliche Störungen, welche das Gebiet der eruptiven Tätigkeit zu erweitern trachteten. Die ursprünglichen Spalten befanden sich wahrscheinlich etwas weiter im N, im inneren Teil von Buffaure, und waren größtenteils von Tuffen und Laven bedeckt.

Die Verfasserin stimmt zum Teil mit der Auffassung von Dr. Penck[1] überein, daß manche Erscheinungen an der Westseite von Buffaure eine zum Teil nord-südliche Eruptionsspalte anzeigen und die Breccien Kluftagglomerate vorstellen. Zugleich aber zeigen das ungestörte Eindringen der Lagergänge in die Buchensteiner Schichten in diesem Gebiete und die allmähliche Transgression der Tuffbreccien über die Buchensteiner Schichten die Verhältnisse an einer Randzone an, die nahe einem Eruptivgebiete durchbrochen wurde.

Die „Eruptivbreccien", gemischt aus Kalk, Porphyrit oder Tuff, das sind die Gesteine, welche Dr. Penck ganz besonders als die Explosionsagglomerate in einer engen N-S-Spalte betrachtete, die er die „Sumelaspalte" nannte. Es muß trotzdem gesagt werden, daß ähnliche Breccien, mehr oder weniger mächtig, nicht nur an der Westseite, sondern in weiterer Verbreitung an anderen Stellen des Massivs vorkommen, z. B. an den Hängen von Meza Selva im S. an der Seite von Val Nicolo: nahe einem alten Rande bei Ciampaz im O, zwischen dem Eruptivgebiete und dem Kalke.

Die Scholle von Fontanive, die oben beschrieben wurde, ist für den südwestlichen Teil von Buffaure typisch und ihr Aufbau gibt eher die Andeutung dafür, in der Nähe der Haupt-Eruptionsspalte zu sein, welche der Ursprung der Tuffe und Laven in diesem Gebirge gewesen wäre.

Das ganze weite Gebiet innerhalb des Buffaure-Massivs wird von Laven, agglomeratischen Gesteinen und Tuffen eingenommen, und es findet sich kein Beweis, daß sie von W hergekommen seien.

Die Verfasserin schrieb in ihren ersten Arbeiten den Ursprung der eruptiven Gesteine einer Spalte oder einer Gruppe von Spalten zu, die sich im Buffaure-Massiv ursprünglich in der Richtung WNW—OSO oder W—O erstreckten. Die nachträglichen Senkungen und Querspalten brachten jedoch manche Teile des ursprünglichen Randes in das vulkanische Gebiet.

Nachdem die Scholle von Fontanive als ein Typus dieser Gegend besprochen und die geologischen Beobachtungen im Detail gegeben wurden, ist es möglich, die Schollen im N und S kürzer zu behandeln.

Im nördlichen Teil des Gehänges von Fontanive, nahe dem Punkte 1490 *m* der Karte, erstreckt sich ein senkrechter Gang von Augitporphyrit in ostwestlicher Richtung. Er hängt mit dem nordsüdlichen Gange in der Fontaniveschlucht zusammen. Die gestörte Gruppe aufgeschobener Werfener und Mendolaschichten kann nordwärts direkt bis zu diesem verfolgt werden. Die anstehenden Gesteine mit Streichen ONO—WSW und flachem Einfallen nach SSO sind: 1. Werfener Schichten; 2. kleine Klippen von Kalken des unteren Muschelkalks, etwa 25 *m* unterhalb des Ganges; 3. rote, obere Werfener Schichten, überschoben auf 2 zu beiden Seiten des Ganges; 4. Mendolakalke in Überschiebungslage auf verschiedenen Horizonten der oberen Werfener Schichten und des unteren Muschelkalkes. Die Zahl 1490 *m* der Karte befindet sich an der Basis der Klippen aus Mendolakalk.

Der Augitporphyrit steht 10 *m* niedriger, bei 1480 *m* an und liegt auf hellroten Werfener Schichten (Nr. 3 V). Er steigt genau östlich in einer tiefen, breiten Runse an. Zu beiden Seiten befinden sich Felsen aus Mendolakalk (Nr. 4), etwa 60 *m* voneinander getrennt. Der Mendolakalk an der Südseite erstreckt sich bis zur Höhe von 1550 *m* und wird von grob geschichteten Tuffbreccien überlagert. In der Runse befindet sich in der Höhe von 1575 *m* noch ein guter Aufschluß eines Augitporphyritganges.

Auf der Nordseite, bei 1580 *m* Höhe, wird der Mendolakalk von einer sehr deutlichen Zermalmungszone durchsetzt, welche aus mylonitischen Breccien mit mancherlei Dolomitbrocken von Art des unteren Muschelkalkes besteht. Die Gesteine oberhalb der Zermalmungszone sind eruptive, grob geschichtete Breccien.

Die Zermalmungszone steigt gegen SO an und die eruptiven Breccien treten mit verschiedenen Horizonten der Kalke in Kontakt.

Der Mendolakalk auf der linken oder südlichen Seite der Runse befindet sich unterhalb der Störung und der ostwestliche Gang wendet sich bei etwa 1570 *m* Höhe scharf gegen S, in Zusammenhang mit einem NNO-SSW-Gange, der sich nach Fontanive fortsetzt. Oberhalb des Ganges, wieder bei 1580 *m* Höhe, steht Mendolakalk an. Diese Gruppe, welche von den senkrechten Gängen durchsetzt wird, bildet einen Teil der Werfener (3) und Mendolakalk-(4)Überschiebungskeile von Fontanive und befindet sich nicht in ihrer ursprünglichen Lage.

Auch die eruptiven Breccien nehmen dort, wo sie sich zu seiten des Mendolakalks befinden, nicht ihre ursprüngliche Lage ein. Der Mendolakalk unter der Störung wird auf dem Kamme oberhalb der Hauptschlucht und der Felsen von Fontanive bei zirka 1610 *m* von blaßgrauen, dünnschichtigen Kalken, dann von gelblichem Kalke überlagert, der nicht gut geschichtet ist und unregelmäßige Hornsteinkonkretionen enthält.

[1] Prof. W. Penck, ib. 1912.

Diese Kalke umfassen Grenzzoneschichten, die den Übergang zwischen Mendolakalk und Buchensteiner Kalk darstellen, und eine gewisse Mächtigkeit von Buchensteiner Kalken. Sie schneiden an den Eruptivbreccien oberhalb der Störungsfläche ab.

Am gleichen Kamme, in 1660 *m* Höhe, stehen rote obere Werfener Schiefer über den Breccien an und werden von grauen, glimmerigen Schiefern und Kalken, welche zerdrückte obere Werfener Fossilien enthalten, überlagert, dann von einer Zone großer Blöcke aus Mendolakalk. Zwischen den Blöcken sind die roten und grauen Schiefer unregelmäßig gelagert und sie stehen dann wieder oberhalb der Mendolablöcke an. Auf sie folgt wiederum eine mächtige Eruptivbreccie mit Kalkbrocken.

Die Gesamtmächtigkeit der zerquetschten Gruppe von Werfener und Mendolagesteinen zwischen dem unteren und oberen Vorkommen der eruptiven Breccien beträgt etwa 15 *m*. Die Werfener Schichten selbst besitzen unterhalb der Zone der Mendolablöcke eine Mächtigkeit von 8 *m*. Sie streichen N 5° W und fallen mit 50° gegen O ein. Sie wurden westwärts auf die eruptiven Breccien überschoben. Die Schubebene verläuft tatsächlich nördsüdlich, wo sie in 1660 *m* Höhe aufgeschlossen erscheint, und ihr Einfallen ist beinahe dasselbe wie das der überschobenen Schichten.

Es muß hier hervorgehoben werden, daß die Werfener Schichten an der Schubfläche keine Faltung aufweisen, sondern ganz ruhig auf ihr liegen.

In den nächsten Lagen, wo die Mendolablöcke vorkommen, befinden sich zahlreiche kleine Brüche und Abscherungsflächen, in ihrer Richtung quer zu jener der Schubbewegung, nordsüdlich oder etwas nordnordwestlich—südsüdöstlich verlaufend. Es sind im Verhältnisse zur Schubfläche Verwerfungen im Streichen und, da das mit den Mendoladolomitblöcken verbundene Gestein ein feiner Mylonit ist, besteht kein Zweifel, daß eine Schubbewegung unterhalb des Mendolakalkes einsetzte und die Fläche eine Begleitfläche zur Hauptüberschiebung unter den Werfener bildet. Die Fläche, an welcher die Werfener Schichten überschoben erscheinen, soll auf den folgenden Seiten als „höhere Schubfläche" bezeichnet werden.

Die Schubfläche zieht sich von diesem Kamme an den Hängen gegen NW hin, in der gleichen Richtung wie die Zermalmungszone in 1580 *m* Höhe, die im Mendolakalke nördlich des Porphyritganges beobachtet wurde. In Wirklichkeit bemerkt man, wenn man die Schubfläche abwärts verfolgt, eine Anzahl kleiner Brüche, die sie in ostwestlicher Richtung durchsetzen und die nördlichen Schollen absenken. Mendolakalk tritt in Blöcken und Bruchstücken an der Fläche auf, während die mehr plastischen Schiefer und Mergel der Gruppe des unteren Muschelkalks abwechselnd verbogen und im ganzen mehr zusammenhängend sind.

Das Absteigen der Schubfläche an den Hängen gegen N ist auf die Aufwölbung der ganzen Scholle von Fontanive zwischen zwei O-W-Verwerfungen zurückzuführen. Die Verwerfung im S wurde von der Südseite der Fontaniveschlucht bereits beschrieben; die Verwerfung im N schneidet die ganze gestörte Reihe von Schubkeilen gegenüber einer Hebungsscholle im N ab, in welcher die Schubfläche auf der Nordseite oder der Seite von Doy de Sora etwa 80 *m* höher wieder auftaucht.

Doy de Sora.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 17.)

Die Scholle von Doy de Sora zeigt sehr ähnliche tektonische Beziehungen wie die Scholle von Fontanive, doch zeigt sie ein wirklich sehr verschiedenes Aussehen infolge des Vorhandenseins einer massigen und zusammenhängenden Entwicklung von Mendolakalk an den Hängen oberhalb der höheren Schubfläche.

Die Basiszone dieser Entwicklung in zirka 1600 *m* Höhe ist sehr stark zerbrochen, und Kalkblöcke erscheinen mit Abscherungs-Bruchstücken aus Schichten des unteren Muschelkalks vermengt.

Sie liegen auf roten oberen Werfener Schiefern und Sandsteinen, welche zwar stark gepreßt, jedoch nicht zerbrochen sind. Unter diesen befindet sich eine Zerreibungszone, welche größere und kleinere Kalkblöcke, Stücke von Werfener Schiefern und in bemerkenswerter Menge abgescherte Tuffbreccien enthält.

Diese Zerreibungszone markiert die Schubfläche unterhalb der höchsten Zone von aufgeschobenen oberen Werfener Schichten. Die unterschobenen Gesteine sind die eruptiven Breccien, und unter diesen bildet Mendolakalk ein beinahe regelmäßiges, wenn auch schmales Band, das häufig tief zerspalten und rissig ist und in den Klüften zerquetschte Gesteine und Fetzen von Werfener Schichten einschließt. Der Mendolakalk geht nach unten in dolomitische Kalkhorizonte des unteren Muschelkalks über, dann in Mergel, Schiefer, Kalke und Konglomerate, welche auf den Werfener Schichten liegen.

Vom Tale aus gesehen, ist der Haupt-Strukturzug die steile Gewölbeform, die einer WNW-OSO-Achse folgt und eine bedeutende, nach NNO abfallende Flexur zeigt.

Der Schutt, welcher auf dem Bilde rechts, nämlich am Südabhange, sichtbar ist, ist Schutt der Werfener Schichten, welche gleichförmig von unterem Muschelkalk überlagert werden. Das vorragende Felsband gehört zum Mendolakalk und dieser wird wieder von eruptiven Tuffen und Tuffbreccien überlagert, die sanftere, entweder bewaldete oder begraste Hänge bilden. Die Schubfläche befindet sich oberhalb der Tuffe und unter der Hauptzone der lichtgrauen Klippen des höheren Niveaus.

Die Klippen setzen sich wieder aus Mendolakalk zusammen und an ihrer Basis liegen in wechselnder Mächtigkeit unterer Muschelkalk und Linsen von oberen Werfener Schichten auf der Schubfläche.

In der Mitte des Kalks, auf der Nordseite des am höchsten aufgewölbten Teiles der Felsen, wird eine Kluft sichtbar. Es ist einer der ostwestlichen Brüche, welche häufig vorkommen.

Die Mendolakalkfelsen oberhalb der Schubfläche gehen nach aufwärts in die dünnschichtigeren, höchsten Kalke des oberen Muschelkalks über. Diese bilden den Gipfel bei 1690 *m* und werden von eruptiven Tuffen und Buchensteiner Knollenkalken mit Hornsteinen überlagert. Die hornsteinführenden Felsen stehen in 1740 *m* Höhe an, und etwas weiter westlich kommt ein kristallinischer, blaßgrauer Kalk vor, gutgeschichtet, reich an Hornsteinadern, ähnlich dem Marmolatakalk. Feine Tuffe liegen mit flachen Schichtflächen darauf.

Diese Gesteine bilden den hohen Sattel von Doy de Sora, oberhalb welchem die Wand aus ungeschichteten Laven und Tuffen zur Su-Cêne-Alpe ansteigt.

Wenn man die Felsen dieser höchstgelegenen Stelle gegen N hin verfolgt, hören die Kalke, in deren Mitte die Tuffazies eindringen, längs einer ostwestlichen Grenze plötzlich auf und wir finden im N nur noch Tuffe und Laven, welche ein weites, abschüssiges Plateau zwischen Doy de Sora und der Bergrutschrunse bilden. Die Erscheinungen lassen vermuten, daß an der ostwestlichen Verwerfung ein Teil der eruptiven Gesteine des Gebirges horizontal gegen W vorwärts bewegt wurde, Seite an Seite mit einem Teile der randlichen Sedimentärgesteine, in denen die kalkigen Fazies erhalten geblieben waren. Ohne Zweifel wurden beide Schollen, nördlich und südlich der ostwestlichen Verwerfung, vom westlichen Stoße betroffen, wenn sie sich auch verschieden bewegten.

In niedrigeren Niveaus des jäh abfallenden Plateaus, nahe bei Doy de Sot, kann man einen entscheidenden Beweis für das Vorhandensein einer ostwestlichen Verwerfungsfläche erhalten, die das Plateau von Doy de Sora abtrennt, die Nordscholle absenkt und seitliche Verschiebungen gegen W verursacht.

Doy de Sot.

Ein guter Weg leitet vom Dorfe Mazzin zu den Wiesen von Su Cêne oberhalb der eruptiven Felsen. Bei 1600 *m* kreuzt er eine schmale Mulde zwischen Doy de Sora und Doy de Sot, wo das anstehende Gestein aus Tuffen und Tuffbreccien besteht, die manche intrusive Lagergänge aus Augitporphyrit zeigen.

Auf der Südseite, der Seite von Doy de Sora, steht das tiefere Band von Mendolakalk an und liegt bei 1500 *m* auf feinen, kristallinischen, dolomitischen Kalkschichten, die zu den hohen Horizonten des unteren Muschelkalks gehören. Das Streichen ist N 15° O, das Einfallen 50° gegen WNW. Auf der Nordseite der Mulde, der Seite von Doy de Sot, steht in dieser Höhe lichtgrauer Mendolakalk an und wird von einem steilen, unregelmäßigen Gange von Augitporphyrit durchdrungen, der an der Basis mit einer Gangbreccie verbunden erscheint. Der Gang zieht in der Richtung N 55° O durch den Mendolakalk und ist gegen W geneigt.

Sicherlich wurde der Mendolakalk im N abgesenkt, und eine Verwerfung in der Richtung N 75° W schneidet durch die Felsen.

Die Störung ist im tieferen Niveau wieder in Werfener Schichten sichtbar. Bei 1460 *m* stehen auf der Südseite die roten Schiefer der oberen Werfener oder Campiler Horizonte an, welche N 15—20° W streichen und mit 55° gegen O einfallen. Bei 1455 *m* liegt ein großer Block eines groben, roten Konglomerats aus Horizonten des unteren Muschelkalks, doch steht er in dieser Höhe nicht an. Ein nordsüdlicher Bruch zieht durch die Übergangshorizonte der oberen Werfener Schichten und der Schichten des unteren Muschelkalks; es ist möglicherweise eine Störung in Verbindung mit der unteren Schubfläche.

Die Reihenfolge der Werfener Schichten ist an der Basis von Doy de Sora, von 1460 bis 1400 *m*, gut aufgeschlossen, wo man die Horizonte von *Pseudomonotis Clarai* erreicht, wenn auch die Schichtfolge nicht vollständig ist (vgl. S. 10).

Bei 1426 *m* kommt eine Gruppe grauer Kalke vor, die sichere Lumachellenkalke einschließt und mit 4 *m* mächtigen, hellgrünen, mergeligen Schiefern wechsellagert. Eine horizontale Störungsfläche schneidet durch die Schichtengruppe; die Schnittflächen sind schräg zerklüftet, voll von Harnischen und Furchen. Die Schichten unterhalb der Fläche streichen N 20° O und fallen nach ONO ein. Die Fläche scheint eine von mehreren Abscherungsflächen zu sein. Die Werfener Schichten sind sehr gestört, doch zu nahe dem Tale, um gute Aufschlüsse aufzuweisen.

Obiger Aufschluß befindet sich gleich südlich von Doy de Sot, doch wird er von diesem Hügel durch die Fortsetzung der Verwerfung, die hier beinahe ost-westlich verläuft, gegen abwärts abgeschnitten.

Die Schichten von Doy de Sot im N der Verwerfung sind obere Werfener und Schichten des unteren Muschelkalks. Der Mendolakalk mit Gängen und Lagergängen von Porphyrit reicht auf dieser Seite ganz tief hinab.

Die Verwerfung kann als eine deutliche Störungsfläche betrachtet werden und die gegen W vorspringende Lage von Doy de Sot ist ein Hauptmerkmal der Landschaft des Fassatales.

Die Felsen von Doy de Sot sind die ursprüngliche Fortsetzung der Schichtgruppen in Doy de Sora und Fontanive, welche sich unterhalb der Hauptschubfläche befinden. Das Vorkommen von Gängen in dieser Gruppe ist eine bleibende Erscheinung, welche von Fontanive gegen N immer angeführt werden konnte.

Oberhalb von Doy de Sot kann der Verlauf der Schubfläche nicht bestimmt werden; die anstehenden Gesteine sind Tuffe und Breccien und der Boden ist beinahe vollständig bedeckt. In allen Fällen ist sie hier unterbrochen.

Im N von Doy de Sot befindet sich der kleine Hügel von Lo i Cei. Die anstehenden Gesteine dort sind eruptive Tuffe und Laven, welche einer Scholle von Mendolakalk aufliegen. Er erscheint von Doy de Sot durch eine NW-SO-Verwerfung abgesenkt und muß also als ein stratigraphischer Beweis für die Absenkung vom Col-de-Mesdi-Gehänge angesehen werden, da im Hang oberhalb Lo i Cei kein Gestein ansteht, durch welches man einen Bruch ziehen könnte.

Diese Reihe von Störungen befindet sich in direkter Linie mit dem Udaitale auf der Gegenseite des Fassatales, an dessen Südseite die wichtige WNW-OSO-Flexurverwerfung mit Absenkung im N vorhanden ist. Es scheint beinahe gewiß, daß die Verwerfung nördlich von Doy de Sora die östliche Fortsetzung dieser Flexurverwerfung sei, die auf den früheren Seiten dieser Arbeit von der Rosengartenflexur im W des Dolomitmassivs zur Südseite von Mazzin im Fassatale gezogen wurde (S. 223).

Die drei ostwestlichen Verwerfungen der Schollen von Fontanive und Doy de Sora verschieben die Schubflächen mit den Schichten, und das Hauptstreichen der Schichten in den Schollen zwischen den Verwerfungen wechselt von N 15—20° W zu N 15—20° O und ist nicht selten nordsüdlich. Kurz gesagt, die Beobachtungen in dieser Gegend zeigen, daß, während durch Gebirgsdruck in ostwestlicher Richtung die Zerteilung in Schubschollen erfolgte, die Schichten mehr oder weniger in eine neue, von lokalen Resultanten abhängige Streichrichtung gedreht wurden und neue Faltungen während dieses Prozesses bildeten.

Fourjalai und Col de Pisol.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 17.)

Nun sollen die Abhänge im S der Scholle von Fontanive beschrieben werden. Sie sind unter dem Namen „Fourjalai" bekannt, und der Hauptweg vom Fassatale zur Sumelaalpe im inneren Teile des Buffaure-Massivs steigt über diese und Col de Pisol zwischen ihnen und der Sumelaschlucht hinan.

Die Mendolakalke stehen bei 1550 *m* nahe der Verwerfung an und steigen für eine kurze Strecke südwärts am Gehänge an.

Ein Profil von dieser Stelle, hangabwärts gegen W, zeigt in Aufeinanderfolge: Mendolakalk, mit Gängen vermischt, als unterlagerndes Gestein, dann Tuffe oder Buchensteiner Schichten, auflagernd auf Gangbreccien; bei 1480 *m* wieder kleine, unterbrochene Felsen von Mendolakalk, nach unten in unteren Muschelkalk und Werfener Schichten übergehend.

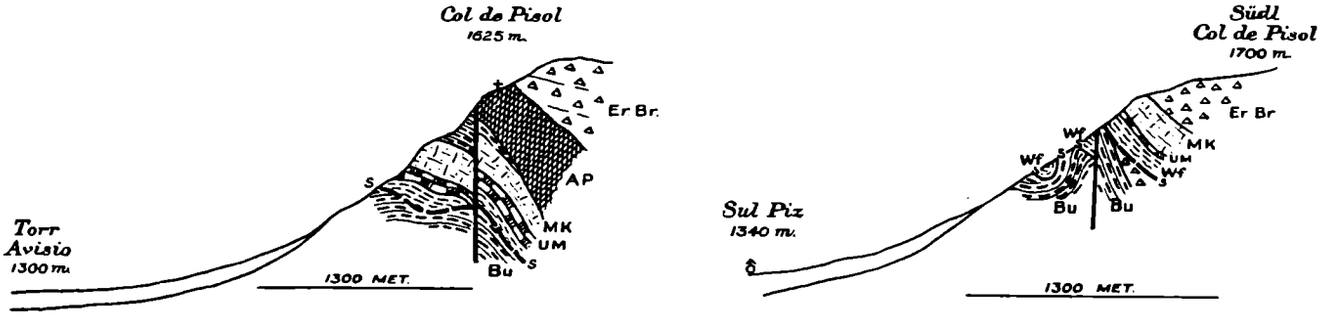


Fig. 44a und b. SW-Wand Buffaure. *Wf* = Werfener Schichten; *UM* = unterer Muschelkalk; *MK* = Mendolakalk; *Bu* = Grenzzone und Buchensteiner Schichten; *Er* = Eruptivbreccien und Tuffe; *AP* = Augitporphyrit mit Kalkeinschlüssen; *S* = Schubfläche mit Werfener Schichten.

Die Aufschiebung von Mendolafelsen auf das Höchste dieser Schichtfolge bedeutet die Fortsetzung der höheren Schubfläche der Fontanivescholle, und die Schichtfolge unterhalb ist die unterschobene Gruppe, die sich hier deutlich als Teil einer überkippten Falte erweist.

Ein guter Aufschluß der unterschobenen Felsen kommt in 1530 *m* Höhe vor. Sie bestehen aus weichen Tuffen und Tuffbreccien mit zahlreichen Einschlüssen von Buchensteiner Kalken und Hornsteinen. Linsen von Buchensteiner Schichten erscheinen mitten in die Tuffe einverleibt. Das nächst tiefere Gestein ist ein Lagergang von Augitporphyrit in Buchensteiner Kalk. Die Kalke bilden dann eine selbständige Schichtgruppe, und weiter südlich erreicht man eine Schlucht, in der man ihre Absenkung gemeinsam mit der ganzen Schichtfolge südlich einer Verwerfung beobachten kann, die in der Richtung N 75° W durch die Abhänge zieht. Die Scholle im S wird dann in sehr kurzer Entfernung von einer weiteren parallelen Verwerfung mit Absenkung im S geschnitten.

Diese beiden Verwerfungen ziehen durch das südfallende Gehänge des Gewölbes, das durch die Schichten im S der Verwerfung von Fontanive bloßgelegt erscheint. Das Gewölbe hat selbst die Richtung WNW—OSO. Der Mendolakalk, dessen oberer Rand sich am First des Gewölbes in zirka 1700 *m* Höhe befindet, erscheint am Col de Pisol im S der zwei Verwerfungen auf 1640 *m* gesenkt. Gleichzeitig ist auch die Schubfläche, welche die Basis des Mendolakalks bildet, abgesenkt.

Die Schichtfolge oberhalb des Mendolakalks am Wege von Col de Pisol zur Sumelaalpe ist also eine Schichtfolge oberhalb der höheren Schubfläche und von großer Wichtigkeit als ein Beispiel der normalen eruptiven Schichtreihe im Sumelagebiete. Sie wurde bereits im stratigraphischen Teile beschrieben (S. 96).

Die Sattelhöhe (1625 *m*) wird von einem Augitporphyritgange eingenommen. Etwa 25 *m* südlich des Sattels enthält der Porphyrit mancherlei Kalkbrocken, und an einer Wegkrümmung bei zirka 1580 *m* stehen über dem Augitporphyrit rote Werfener Mergel an, und unterhalb desselben befindet sich eine kleine Wand von hellem, grauweißem Kalk.

Eine zerquetschte und verbogene Lage von gelblicher Rauhwacke befindet sich zwischen den Werfener Schichten und dem Kalke. Die Kontaktzone zwischen dem Werfener Fels und dem Augitporphyrit wird von einer mylonitischen Breccie eingenommen und in 1560 *m* Höhe als eine Störungs- und Schubfläche sichtbar, welche von mehreren kleinen Querbrüchen zerschnitten erscheint.

Einige Meter tiefer tritt an Stelle des Augitporphyrits ein gelb verwitternder, sehr harter, unreiner Dolomit, stark zerrissen und geklüftet. Wahrscheinlich ist es ein kleiner Keil von Dolomit des unteren Muschelkalks, der in überkippter Lage an der Schubfläche zwischen Werfener Schichten und Augitporphyrit mitgenommen wurde. Diese Fläche ist die Fortsetzung der höheren Schubebene.

Der Weg führt dann in nordwestlicher Richtung bergab, und kurz nach der großen Serpentine steht im Wegniveau eine Gruppe grauer, mergeliger Schiefer und fester Kalke mit Myaciten an, welche zu den unteren Werfener oder Seiser Kalken gehört. Diese Schichten streichen NW—SO und fallen mit 30° gegen NO.

Wenige Schritte weiter, in zirka 1520 *m* Höhe, sind die anstehenden Schichten graue, bituminöse Kalke von breccienartiger Beschaffenheit, die mancherlei Bruchstücke von dunklen Hornsteinen enthalten. In frischem Bruche ist der Kalk blaugrau, in der Verwitterung blaßorangefarben. Er enthält spärliche Diploporenreste.

Dunkle Schiefer mit Pflanzenresten wechsellagern mit dem Kalke, und die Gruppe gehört ohne Zweifel zu den bituminösen Horizonten des alpinen oberen Muschelkalks. Auf ihr liegt ein schmales Band von Knollenkalk. Das allgemeine Streichen ist NNO—SSW, das Einfallen 70° WNW, doch sind die Schichten stark verbogen und gestört und stehen etwas tiefer unten senkrecht und gegen N 85° W gerichtet.

Diese Gruppe steigt an der Ostseite des Weges sanft an und auf dieser Seite in zirka 1500 *m* Höhe stehen die rötlichen und grünen Campiler Mergel steil aufgerichtet an, fast parallel mit den bituminösen Kalken im tieferen Niveau. Die Kalke sind hier voll kleiner Scherflächen, poliert und geglättet.

Eine geringe Masse von roten Werfener Schiefern wurde mitten in die Kalkhorizonte hineingepreßt, und in 1460 *m* Höhe wurden die zwei Horizonte eng miteinander verknüllt und ineinandergepreßt. Die Beobachtungen bestätigen dies bei Fontanive insoweit, als sie zeigen, daß die bituminösen und Buchensteiner Kalke an einer Schubfläche unter Werfener Schichten liegen, und die Schubfläche selbst gemeinsam mit den Schichten späteren Deformationen unterworfen wurde.

Bei etwa 1450 *m* fallen die Kalke gegen SO ein und steigen an den hügeligen Hängen in der Richtung einiger Mendolakalkfelsen an. Sie scheinen unter diese einzufallen und nehmen dieselbe unterschobene Lagerung zu den Mendolafelsen ein wie in Fontanive. Unglücklicherweise unterbricht hier ein mächtiger Bergrutsch die Aufschlüsse.

Die Werfener Schichten, die am Abhang gegen das Fassatal unter den Kalken anstehen, sind stark gestört und abgeschert. Wo sie südwestlich von Col de Pisol in zirka 1400—1500 *m* aufgeschlossen sind, zeigen sie eine Flexur, die flach östlich einfällt und steil nach W umbiegt. Eine Verwerfung trennt sie vom Zug der Buchensteiner Kalke, der augenscheinlich einen eingefalteten Schubkeil darstellt.

Die Lücken in der Schichtenfolge unterhalb Col de Pisol sind demgemäß recht bedeutend, und ohne die vollständigeren Aufschlüsse der Fontanive-Scholle wäre es beinahe unmöglich, die enge Zusammenpressung und starke Ausquetschung der Schichten in diesen gefalteten und verschobenen Serien am Südwestgehänge des Massivs zu erklären. Das spätere Streichen kann in der Scholle von Werfener Schichten am besten gesehen und beurteilt werden und ist hier NW—SO.

Die Sumelabach-Schlucht.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 17, 18.)

Die Aufschlüsse am Sumelabach-Einschnitte beginnen bald ober Sul Piz nahe Pozza in 1340 *m* Höhe am linken Ufer.

Die Schichtenfolge der Werfener Schichten, wie sie bachaufwärts erschlossen ist, wurde bereits auf S. 10 beschrieben, doch die wichtigsten tektonischen Züge müssen erst dargelegt werden. Die Schichten in 1340 *m* Höhe sind rote obere Werfener Mergel und härtere, kalkige, bläulichgraue Mergel in fast horizontaler Lagerung und mit flachem Südfallen.

Bei 1350 *m* am rechten Ufer stehen glimmerige, mergelige Schiefer mit zahlreichen Myaciten an, am linken Ufer in 1360 *m* Höhe mergelige Schiefer mit einigen größeren Bivalven, in den höheren Horizonten wechsellagernd mit orange-verwitternden Kalken, voll von zerbrochenen Schalen, deutliche Lumachellenkalke der oberen Werfener Serien. (*Pseudomonotis leptopleura* Wittenburg, *Ps. reticulata* sp. Richthofen, *Naticella costata* usw.).

20 m höher an der linken Uferseite stehen die hellroten Schiefer und zwischengelagerten grauen, kalkigen Mergel und sandigen Kalke mit kleinen Myaciten an (*Anodontophora fassaensis var, Bittneri* Frech). Es sind dieselben Schichten wie beim ersten Aufschlusse in 1340 *m* Höhe, infolge einer kleinen Faltung wiederholt. Sie streichen N 60° O und fallen mit 20° nach SO ein. Bei 1410 *m*, linksseitig, werden die roten Schiefer und zwischengelagerten Kalke von gelblich verwitternden, glimmerigen Sandsteinen überlagert, die schlecht erhaltene Bivalven führen und mit Schiefern wechsel-

lagern. Auf diese folgen blaßrot verwitternde Sandsteine. Die ganze Folge der oberen Werfener Schichten ist etwa 20 *m* mächtig und wird von den höheren Horizonten der hellroten oder grünlichen, sandigen und glimmerigen Schiefer mit Myaciten in einer Mächtigkeit von 15 *m* überlagert.

In 1440 *m* Höhe sind die Gesteine ganz verschieden — dunkelgraue Mergel und sehr dunkle Kalke bilden am linken Ufer hohe Wände. Die Kalke enthalten Bellerophonspezies, *Bakerellia, Gymnocodia* und andere für die oberpermische „Bellerophonkalk"gruppe charakteristische Fossilien. Sie gehen nach oben in die höheren Horizonte der gelben Rauhwacken und Sandsteine über, die zur gleichen Gruppe gehören. Das Streichen der Schichtenreihe ist N 70° O, das Einfallen 23° gegen SSO.

Auf der gegenüberliegenden oder rechten Bachseite stehen die roten oberen Werfener Schiefer an, und zwischen beiden Seiten zieht eine Verwerfung in der Richtung ONO—WSW hindurch.

Gleich nördlich zeigt sich in den oberen Werfener Schichten eine Störung. Sie sind stark gegen unten und südwärts verbogen und längs einer ostwestlichen Verwerfung zerschnitten, an deren Südseite sich eine kleine, gestörte Masse eines roten Konglomerats befindet, das zum unteren Muschelkalk gehört. Die oberen Werfener Schichten nördlich der Verwerfung sind zuweilen horizontal, zuweilen senkrecht und stark zerquetscht. Sie streichen N 10° O.

Die Schichtengruppe des Bellerophonkalks quert den Bach bei etwa 1450 *m* und ist gebogen und verdreht. Sie streicht N 15° O und fällt mit 70—75° nach O ein. Ein wenig höher bachaufwärts stehen lichtgraue Seiser Kalke an, die flach einfallen und den steilfallenden Bellerophonkalk abschneiden. Die Ostgrenze des Bellerophonkalks wird also durch eine Verwerfung bezeichnet, die den Bach in der Richtung N 25° W kreuzt. Diese Verwerfung schneidet mithin die oberen Werfener Schichten, die Schichten des unteren Muschelkalks und die ostwestliche Störung ab. Die Seiser Kalke zeigen sich voll von geschliffenen Klüften, stark geädert, und sind unbedeutend auf die Bellerophonkalke überschoben (Taf. XXII, Prof. 18).

Eine scharfe, einseitig gerichtete Flexur mit nordsüdlicher Achse zieht gegen unten und O durch die Schichten und wird von einer Verwerfung durchsetzt, welche die höheren Horizonte der Werfener Schichten im O absenkt. An dieser Verwerfung sind die Schichten dicht zerklüftet und in papierdünne Lagen umgewandelt. Eine weitere Verwerfung kommt ganz nahe an dieser einen vor, so nahe, daß nur eine in die Karte eingetragen werden kann, und auch an dieser erscheinen die Schichten an der Ostseite abgesenkt.

Veränderungen durch Druck und Zertrümmerung der Schichten ergreift weite Zonen. Die Flexur scheint N 20° O zu streichen und die Cleavage verläuft ebenfalls in dieser Richtung mit einem steilen Einfallen von 53—60° ostwärts.

Der Teil des Gehänges am Bache oberhalb dieser Verwerfungen ist nicht gut aufgeschlossen, da sich an der Bachbiegung unterhalb der engen Schlucht eine mächtige Anhäufung von Blöcken befindet. Die anstehenden Gesteine sind die höchsten roten Mergel und sandigen Kalke vom oberen Werfener Alter und die untersten Horizonte des unteren Muschelkalks. Diese werden von dickbankigen Kalken und plattigen Kalken aus der „Myophorienkalk"gruppe des unteren Muschelkalks überlagert. Sie sind in der Richtung N 75° W stark geklüftet, und die Cleavageflächen sind mit 70° nach S geneigt. Aus dieser Beschreibung sieht man, daß eine antiklinale Falte wahrscheinlich mit dem älteren Streichen in WNW-OSO-Richtung von späteren Deformationen stark zerrissen worden ist, die hauptsächlich einen WSW-ONO-Verlauf aufweisen.

In 1480 *m* Höhe erreicht man auf der linken Seite den Mendolakalk. Er ist stark zerklüftet, von flach einfallenden Abscherungsflächen durchdrungen, an welchen das Gestein zertrümmert wurde. Das Streichen ist N 70° W, das Einfallen 40° SSW. Ein Gang von Augitporphyrit ist in zirka 1500 *m* Höhe in den Kalk eingedrungen. Bei 1540 *m* Höhe gehen die oberen Horizonte des Kalks nach aufwärts in gutgeschichteten, bläulichgrauen Kalk des oberen Muschelkalks über, der Krinoidenreste und kleine Hornsteinknauern enthält.

Diese Horizonte werden von lichtgrauen, schlechtgeschichteten Knollenkalken mit großen, kugelförmigen Konkretionen überlagert. Diese gehen nach oben in die typischeren Buchensteiner Knollenkalke mit gelben Hornsteinen über, welche mit dunkleren, gebänderten Kalken wechsellagern. In letzteren wurden einige kleine, schlecht erhaltene Gastropoden und Brachiopoden gefunden.

Ein porphyritischer Lagergang breitet sich unter steilem Transgressionswinkel in der Richtung N 20° O über diese Horizonte aus und entsendet in dieselben seine Fortsätze. Die Buchensteiner Schichten sind an der Seite des Ganges steil aufgerichtet und zeigen am Kontakt Zertrümmerung und Veränderung.

Der Porphyrit ist ein dunkles, grünlichgraues Gestein, dichtkörnig, mit länglichen Feldspatprismen, die Fließstrukturen aufweisen. Es enthält Einschlüsse von Kalk, doch ist es sicher intrusiv. Die Gruppe der Knollenkalke unter dem Lagergange besitzt eine Mächtigkeit von 15 bis 16 *m*. Oberhalb des Lagerganges wechseln sie das Streichen aus WNW—OSO in NW—SO mit einem Einfallen von 45° nach SW und steigen am Gehänge unter einem Wasserfalle im Sumelabache gegen N an. Die Buchensteiner Schichten zeigen sich nun sehr verbogen und gestört und werden im W und NW von höheren Horizonten überlagert. Über ihnen steht in der Bachschlucht ein blaßgrauer, kristallinischer Kalk an, der ungleichförmig die kieseligen Buchensteiner Kalke überlagert. Zwischen diesen beiden befindet sich eine Zerreibungszone, in der Porphyritbrocken mit Kalk vermengt erscheinen. Das Gestein ist sehr mylonitisiert. Der auflagernde Kalk ist typischer Mendolakalk.

Verfolgt man die Buchensteiner Schichten westwärts, trifft man einen Aufschluß, wo ein isolierter Fels aus Mendolakalk als Schubmasse ungleichförmig auf ihnen liegt.

Die Buchensteiner Schichten sind knollige, plattige Kalke mit gelben Hornsteinen. Sie streichen N 40° W, ihr Einfallswinkel schwankt, ist aber annähernd etwa 50° SW. Diese Horizonte sind im Kontakt mit dem Kalke zertrümmert, der Hornstein ist zu harten Bändern zusammengepreßt.

Eine reiche Äderung der Kalkbasis der Schubfläche ist ein deutliches Merkmal. Die Striemung hält keine bestimmte Richtung ein; die häufigsten Kompaßablesungen ergeben die Richtungen NW—SO und NNO—SSW (genau gegeben — 48° O—S und 20° W—S).

Über der polierten Oberseite der Schubfläche bildet der aufgeschobene Kalk ein überhängendes, schräges Dach. Eine Zermalmungszone von etwa 6 *cm* Mächtigkeit wird von einem stark mylonitisierten Gestein eingenommen, während der Fels noch $^1/_2$ *m* weiterhin sehr zertrümmert ist. Geglättete Abscherungsflächen durchsetzen die Masse, parallel mit einem wohlentwickelten Cleavagesystem in der Richtung N 55° W.

Es besteht kein Zweifel, daß die Masse des Kalks, die auf den Buchensteiner Schichten liegt, an beiden Stellen darübergeschoben ist, hier, an dieser Stelle, und wo sie in der Sumelaschlucht wieder aufgeschlossen erscheint.

Die Schwierigkeit bestand für die Verfasserin darin, trotz des Fehlens von Versteinerungen zu entscheiden, ob der aufgeschobene Kalk Marmolata- oder Mendolakalk sei, da von den Überschiebungen der Westseite des Massivs bekannt war, daß an den verwickelten Abscherungsflächen häufig jüngere Massen auf ältere überschoben sind.

Gegen die Bestimmung als Marmolatakalk sprach die Tatsache, daß Evinospongienknollen hier gänzlich fehlen, während an der Westseite, im gelegentlichen Aufschlusse von Marmolatakalk in der Tuffterrasse, diese Knollen reichlich vorhanden sind.

Auch kommen keine gelben Hornsteine vor und die Schichtung ist unregelmäßig, während der Marmolatakalk gut geschichtet ist.

Zugunsten der Bestimmung als Mendolakalk spricht das allgemeine Aussehen, die Art der Verwitterung und die Tatsache, daß er von wohlgeschichteten, Hornstein führenden Kalken überlagert wird, welche den obersten Horizonten des alpinen oberen Muschelkalks entsprechen.

Die Reibungsbreccie setzt sich am Gehänge in der Richtung NNO gegen oben fort. Bei 1640 *m* keilt der Mendolakalk gegen die Schubfläche aus, und es folgen in einer Mächtigkeit von 7 bis 8 *m* die blaugrünen, dolomitischen Kalke mit Krinoidenresten, auf diese die gebänderten Knollenkalke mit gelben Hornsteinen; diese sind nur wenige Meter mächtig und werden von Augitporphyrit durchdrungen. Der nächste Teil des Hanges besteht ganz aus einer Mischbreccie von Augitporphyrit und Kalk, die in den höheren Niveaus von dunklen Tuffbreccien überlagert wird.

Diese Schichtenfolge kann auch festgestellt werden, wenn man sich auf den höchsten Punkt des Mendolakalks begibt, wo die Krinoidenkalke anstehen und von Buchensteiner Schichten überlagert werden, die als dünne, von Augitporphyrit durchdrungene Lagen anstehen.

Die vollständige Schichtenreihe setzt sich ostwärts am Gehänge zwischen dem Wege und dem Sumelabache fort und bildet das Bachbett oberhalb des Wasserfalls über Mendolakalk.

Die Schubfläche in 1580 *m* Höhe kann nach NW gegen Col de Pisol verfolgt werden, wo sie unter unterem Muschelkalk und oberen Werfener Schichten und ober dem Augitporphyrit und den Buchensteiner Schichten durchgeht (S. 269). Sie ist mithin die Fortsetzung der höheren Störungsfläche im Profile von Fontanive, welche durch die O-W-Verwerfungen der Fourjalaihänge und die abfallenden Flexuren nach S abgesenkt wurde.

Der nächsthöhere Abschnitt des Sumelabaches weist im überschobenen Mendolakalk und den auflagernden Kalkfelsen der Grenzzone eine steile Flexur nach aufwärts mit einer Achse in WNW-OSO-Richtung auf. Die oberen Horizonte der Flexur bestehen aus groben Agglomeraten, auf welche Laven und Tuffe folgen. An den Hängen südlich von Sumela setzt sich die Flexur zu den hohen Wiesen von Toal longo fort. Die unterschobenen Gesteine biegen sich mit den überschobenen gemeinsam auf (vgl. Taf. XXII, Prof. 17).

Nachdem man die Höhe von etwa 1530 *m* im Sumelabache erreicht hat, wende man sich, statt weiter dem Bache aufwärts zu folgen, nach S, wodurch es möglich wird, die Fortsetzung der Schubfläche in Toal longo zu sehen.

Die Hänge von Toal longo und die Linie von Pian de Largo.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 18).

Der erste gute Aufschluß befindet sich bei 1590 *m* in einer Schlucht gegen O. Das überhängende Dach der Schubfläche besteht aus blaßgrauem oder weißem Mendolakalk, die Basis ist eine sehr harte Breccie, gerillt und geglättet und aus Bruchstücken von Porphyrit und Buchensteiner Kalk bestehend. Die Fläche fällt mit 24° nach SSO und behält, wo sie in den Schichten aufgeschlossen erscheint, einen fast horizontalen Verlauf. Man kann sie mit dem Auge eine große Strecke weit verfolgen, von hier bis zu ihrer Lage unter den überschobenen Mendolafelsen im Sumelabache. Diese stehen oberhalb des linken Ufers in 1600 *m* Höhe an, wo der Bach aus der Richtung WSW scharf nach SSW umbiegt. Die Wendung des Baches tritt genau dort ein, wo die Schubfläche ihn kreuzt und auf die rechte Bachseite übergeht.

Weiter östlich am Hange von Toal longo wird der aufgeschobene Mendolakalk von einer schlecht aufgeschlossenen Gruppe von knolligen und gebänderten Buchensteiner Kalken mit Hornstein und Linsen von Augitporphyrit überlagert, der dichtkörnig, kompakt, reich an Plagioklas ist und auch große, wohlausgebildete Augitkristalle enthält. Dieser Porphyrit verzweigt sich als Lagergang mitten in den Buchensteiner Schichten. Mischbreccien sind vorhanden.

Die Buchensteiner Schichten stehen hier in 1670—1700 *m* Höhe an, etwa 120 *m* oberhalb ihrer Lage in den unterschobenen Felsen am Sumelabache und ein wenig höher als im isolierten Fels von überschobenem Mendolakalk auf der rechten Uferseite tiefer unten.

Dies steht im Einklange mit dem Auswärtsfallen der überschobenen Schichten.

Ober der 1700-*m*-Isohypse ist das anstehende Gestein eine Mischbreccie, in welcher die Porphyriteinschlüsse im Verhältnisse zu den kalkigen äußerst rasch zunehmen und das intrusive Gestein ein typischer Blockporphyrit wird. Etwa 12 *m* höher steht eine eruptive Tuffbreccie und wieder ein Blockporphyrit an, der als Gang durch die Tuffbreccie aufsteigt. Es ist also klar, daß die tiefsten und ältesten Tuffbreccien oberhalb und gegen Buchensteiner Schichten abgelagert wurden und beide von Blockporphyrit als Gänge und Lagergänge durchdrungen wurden. Sie wurden gemeinsam mit den sedimentären Schichten der höheren Schubmasse einverleibt.

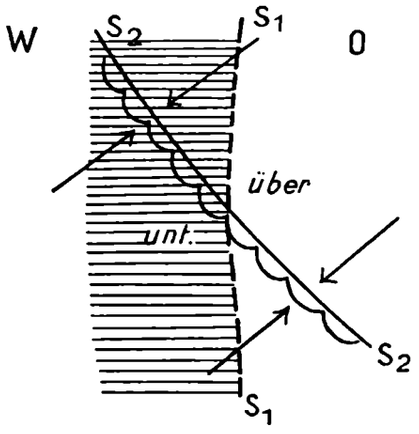


Fig. 45a.

Schematischer Grundplan: S_1 = Erste Überschiebung von O. Die schraffierte Scholle ist unterschoben worden. S_2 = NW-SO-Verwerfung durch die über- und unterschobenen Massen schneidend, gegen SW überkippt und als Schubfläche weiter verwendet.

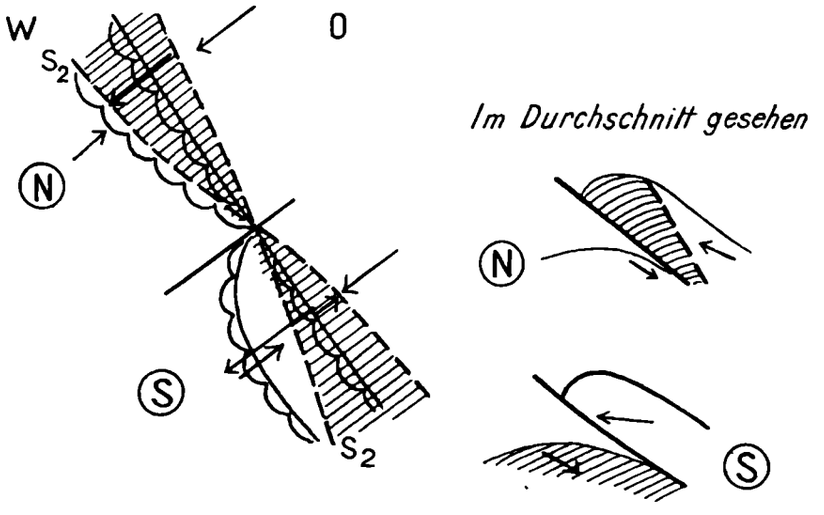


Fig. 45b.

Infolge einer Verfrachtung der erhobenen Ostscholle auf die unterschobene, eingesunkene Westscholle an der überkippten NW-SO-Verwerfung wird der nördliche Teil N der unterschobenen Masse in S_1, später in S_2 gegen SW überschoben, während der südliche Teil (S) nach NO unterschoben wird. Starke Torsionspannung findet statt und es entsteht ein NO-SW-Bruch.

Nimmt man nun eine südliche Richtung gegen den Punkt, der mit 1781 *m* in die Karte eingetragen ist, so ist der Mendolafels als eine massige Gruppe sehr zackiger, klüftiger, zerrissener Felsen aufgeschlossen, die sich hangabwärts wenigstens 100 *m* weit fortsetzen, u. zw. wegen ihrer Neigung fast parallel mit dem Gehänge. Von der Seite gesehen, ist die Anordnung im großen jene einer steilen Flexur ein wenig gegen WSW (vgl. Prof. 18).

An ihrem Westrande, bei 1680 *m*, beinahe auf der Höhe des Kammes zwischen Toal longo und dem Gebiete von Pian de Largo, steht ein sehr feinkörniger Mylonit über einem schmalen Keile einer eruptiven Breccie an.

Die Schichten, welche unter dem Mylonit am Kamme selbst aufgeschlossen erscheinen, sind gestörte und gebogene obere Werfener Schichten — hauptsächlich graue, sandige Schiefer —, und sie werden von Scherflächen zerschnitten, an welchen Mylonitlinsen vorkommen. Das allgemeine Einfallen der Schichten ist 17—20° ONO, die Schubfläche streicht N—S und fällt ein wenig steiler als die Schichten nach O ein.

Weiter westlich ist die ganze Gruppe, welche die gestörten oberen Werfener Schichten umfaßt, verworfen und auf Mendolakalk überschoben, an dessen Oberseite sich, verschieden mächtig, bituminöse Breccien und Kalke befinden. Sie werden von dünnen Lagergängen aus Augitporphyrit durchsetzt und von Eruptivbreccien überlagert.

Diese Schubebene ist viel steiler, mit 65—70° gegen NO geneigt, doch verbiegt sie sich in ihrem höheren Abschnitte nach und nach unter verschiedenen und flacheren Einfallswinkeln. Folgt man ihr durch die Hänge, keilen die unterschobenen Kalke rasch aus, und die Werfener Schichten erscheinen auf unteren Muschelkalk überschoben.

Die Erscheinungen lassen vermuten, daß hier eine NW-SO-Verwerfung die beiden Gruppen auf und unter der Schubfläche mit Absenkung der SW-Scholle durchschnitten hat, gegen welche die gehobene Scholle im NO drängte. Die Verwerfungsfläche wurde gegen SW überkippt und die gehobene Scholle gegen außen gedrängt. Die emporgehobene Scholle wurde zum Überschiebungskeile auf einer nach NO einfallenden Ebene und wurde selbst gegen SW gedrängt, die unterschobene Scholle jedoch im Verhältnisse hiezu gegen innen und NO. Die Teile der früheren Schubschollen nördlich und südlich des Durchschnitts der älteren und jüngeren Schubflächen setzten sich in entgegengesetzte Bewegungen, die eine in der Schubmasse nach SW, die andere in der unterschobenen Masse nach NO und unten. Dadurch gab es eine starke Spannung dazwischen und eine Drehbewegung und Torsionsspalten wurden dort entwickelt (Fig. 45 a. b).

Die Kalkschichten sehen verbogen und verdreht aus, und die gekrümmten Oberflächen der aufgeschobenen Gruppe nehmen den entgegengesetzten Verlauf von jenen der unterschobenen Schichten.

Auch die Werfener Schichten an den Hängen unterhalb der Schubfläche weisen starke Verdrehungen und Änderungen des Streichens auf, doch sind ihre Oberflächen nicht so gekrümmt wie jene der Kalke.

Die Ausbildung von umformenden Linien in der Richtung NW—SO ist nicht nur durch die NNW-SSO-Verwerfungen im Sumelabacheinschnitte erwiesen, welche hauptsächlich die tieferen Serien oder die unterschobene Masse betreffen, sondern auch durch eine allgemeine Aufwölbung der ganzen über- und unterschobenen Gruppen gemeinsam mit den Schubflächen in der Richtung WNW—OSO mit Krümmung in NW—SO. Das Gewölbe hat einen steileren Abfall — zirka 40—45° — nach SW. und einen flacheren — zirka 25—30° — nach NO. Diese Gestaltungen in der Richtung NW—SO haben sich, wie hier deutlich gezeigt werden kann, erst nach den ersten Überschiebungen entwickelt.

Zusammenfassung.

Die wichtigsten tektonischen Züge in Toal longo und im Gebiete von Pian de Largo sind dieselben wie am Col de Pisol.

Wir haben hier eine steil verbogene Überschiebungsmasse, und infolge der Erosion ist der innere Kern der steil aufgerichteten und zusammengedrückten oberen Werfener Schichten gut aufgeschlossen. Die Schubmasse selbst wird innerlich von Scherflächen zerteilt und wurde flach westwärts über Mendolakalk und Buchensteiner oder eruptive Schichten verfrachtet, die im Sumelabache aufgeschlossen sind.

Außerdem wurde in diesem Teile infolge der Erosion ein Profil durch die Schubfläche in ostwestlicher Richtung an den südlichen Berghängen bloßgelegt, und es zeigt, daß später eine steile Überschiebung in SW-Richtung erfolgte längs einer Fläche, die wahrscheinlich ursprünglich eine NW-SO-Verwerfung mit Hebung der NO-Scholle war.

Weitere Beweise für spätere Faltungen und Verschiebungen sind mit den wichtigen Verwerfungen in O-W und NW-SO-Richtungen verbunden, welche nördlich vom Sumelabach-Einschnitte beschrieben wurden, wie auch durch ONO-WSW-Verwerfung, welche den Bellerophonkalk begrenzt.

Die unterschobenen Werfener Schichten unter Toal longo.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 18.)

Es soll eine kurze Beschreibung über die Lage der Werfener Schichten in der unterschobenen Scholle unterhalb Toal longo gegeben werden, da der Weg, welcher durch sie hindurch zur Buffaurealpe führt, für Geologen sehr bequem ist, welche die Faziesgrenze bei dieser Alpe zu studieren wünschen. (Vgl. S. 254.)

Wählt man den Weg, der sich von Pozza ostwärts über Favé zur Buffaurealpe wendet, stehen in 1450 *m* Höhe die Seiser oder unteren Werfener Kalke mit Streichen N 40° W und einem Einfallen nach NO unter verschiedenen Winkeln an. Sie erscheinen im S der „Bellerophonkalk"scholle abgesenkt, die hier und am Sumelabache aufgeschlossen ist.

Einschaltungen von Schiefern und Kalken mit Myaciten folgen, zunächst flach, dann mit 30° nach NO einfallend. Bei 1480 *m* wurden Stücke von *Pseudomonotis Clarai* gefunden und andere typische Fossilien der unteren Werfener Schichten. Nun tritt eine Beimischung von sandigem Material und Glimmer auf, die Schichten werden spaltbar und geschmeidig. In diesen kommen Zonen voll von kleinen *Naticas*, außerdem solche mit Pektentypen und *Holopellas* vor.

Hierauf folgt die Gruppe der oberen Werfener oder Campiler Schichten mit zwischengelagerten roten Mergeln und grünen Schiefern, mit reichlichen Bivalven und mit *Naticella costata*. Einige Horizonte bestehen aus sehr hartem Kalk, der grün verwittert und reichlich kleine Myaciten enthält.

Die höchsten Horizonte der Gruppe sind folgende:

9 *m* hellrote und grünliche Mergel, 5 *m* Kalk mit spärlichen Fossilien, 20 *m* hellrote Mergel und Schiefer mit Glimmerblättchen. Diese Horizonte stehen in 1540 *m* Höhe direkt im S der Flexur gegen O an, welche die höheren Felsen von Toal longo und Pian de Largo beschreiben.

Von dieser Stelle ostwärts zeigen die oberen Werfener Schichten ein häufiges Ändern und Drehen des Streichens. Faltungen werden deutlicher und geben Anlaß zur Wiederholung der verschiedenen Horizonte. In diesem Teile verlaufen die Faltenachsen ostwestlich. An der Westseite eines Wasserrisses, in 1625 *m* Höhe, wo eine bedeutende Störung sichtbar wird, fallen die oberen Werfener Schichten mit 30° nach S ein.

Etwa 35 *m* höher, in derselben Runse, nur etwas östlicher, zeigt sich eine monokline Flexur, die N 72° O streicht und mit 80° nach S einfällt.

Die Schichtenflächen sind gefurcht und gewellt. Sie lösen sich gleich im O in eine Reihe gedrehter Flexuren auf, die durchschnittlich ein Einfallen von 40° oder weniger gegen WSW zeigen. Die tiefste und letzte der Reihe ist wieder ostwestlich und fällt mit 60° nach S ein, welches Einfallen rasch auf 45° abnimmt.

Es ist ein feines Beispiel für eine Abwärtsbeugung von etwa 35 *m* in einer ziemlich plastischen Schichtengruppe, ausgeführt durch eine Reihe gedrehter Faltungen statt durch eine Verwerfung und verbunden mit Änderungen des Streichens. Die Schichten an der Favé- oder Westseite streichen ostwestlich und wurden in die Richtung NW—SO gekrümmt.

Die ganze Zone der gefalteten Schichten hat dieselbe Wirkung wie eine schmale Quetschzone in der Richtung N 35° W und ist in Wirklichkeit nur 10 *m* breit; an deren Ostseite erscheinen die Schichten gegen die nordsüdliche Verwerfung von Cigolon abgesenkt.

Dies kann mit manchen anderen torsionalen Flexuren verglichen werden, im besonderen mit jenen bei der Seiser Alpe, wo Flexuren die Verwerfungen in gleicher Richtung ersetzen und im selben Sinne Verschiebungen veranlassen.

Die N-S-Verwerfung bei Cigolon.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 18.)

Die gestörten Werfener Schichten der Unterschiebungsmasse ebenso wie die Schichtenfolge der überschobenen Masse von den oberen Werfener Schichten bis zu den eruptiven Tuffen und Laven schneiden im O ab und erscheinen gegenüber den Marmolatakalk-Felsen unterhalb des Cigolongipfels gesenkt.

Die Verwerfungsfläche verläuft tatsächlich parallel zur hohen Wand aus Marmolatakalk, welche sich im O von Toal longo erhebt. Der Kalk bildet eine fast senkrechte Wand, die N 20° O streicht; sie scheint etwas konvex gegen W. Ein wenig nördlicher ist die Verwerfung beinahe genau nordsüdlich. Die Wand weist an manchen Stellen horizontale Striemung auf und gibt so den Beweis für horizontale und senkrechte Verschiebungen.

Außerdem wird dies durch die deutliche Verschiedenheit des Schichtenstreichens an den entgegengesetzten Seiten der Verwerfung bestätigt. Die westliche Scholle zeigt, wie wir gesehen haben, NNW—SSO oder NW—SO als die vorherrschenden Streichrichtungen; die Ostscholle streicht N 80° W.

An der Westseite streichen die eruptiven Horizonte der überschobenen Gruppe gegen den Marmolatakalk. Eine untere Schubfläche ist am Hange bei 1720 *m* zwischen verschiedenen Horizonten von Werfener Schichten aufgeschlossen. Die höhere Gruppe von Werfener Schichten streicht NW—SO und fällt mit 20° nach NO ein. In 1740 *m* Höhe ist die obere Schubfläche unterhalb der Tuffbreccien sichtbar. Diese enthalten große Einschlüsse von beinahe weißem Kalk, der hier und da Hornsteinkonkretionen aufweist. Manche der Einschlüsse sind bis 10 *m* lang. Die Tuffbreccien liegen an einer flachen Schubebene auf Werfener Schichten.

In 1820 *m* Höhe werden die eruptiven Breccien von feinen Tuffen ohne große Einschlüsse überlagert, und bei 1840 *m* folgen auf diese ein Augitporphyrit mit Blockstruktur, feine Palagonittuffe und Tuffbreccien. Die ganze Schichtenmasse stößt gegen Marmolatakalk ab. In etwa 2000 *m* Höhe wird der Marmolatakalk östlich der Verwerfung von Augitporphyrit mit Blockstruktur überlagert, auf welchem wieder die Tuffe liegen, die bei 2049 *m* den Cigolongipfel aufbauen. Weiterhin ist die Verwerfung sehr schwer zu verfolgen, da in den höheren Niveaus beiderseits Tuffe anstehen.

Dennoch hat man hier einige Anzeichen; die Flexur in den Tuffen auf der Ostseite und gegen die Verwerfung fällt im allgemeinen nach NW, während die Tuffe auf der Westseite südwestlich einfallen und in NW-SO-Faltungen gelegt sind. Auf diese Weise hat die Verfasserin die Verwerfung nordwärts durch das Massiv bis zu jener NNW-SSO-Verwerfung gezogen, welche die Wand aus Augitporphyrit am Westhange ober Doy de Sora durchsetzt (vgl. S. 262).

Die Ostscholle ist in Doy de Sora ebenso gehoben und in einem gewissen beschränkten Grade überschoben, da die Verwerfung hier steil gegen O geneigt ist.

Die Verhältnisse sind jenen am Cigolon ganz ähnlich und zeigen den Einfluß der letzten Zusammenpressung, mit welcher die Anordnung der NW-SO-Richtungen verbunden war.

Um zur Verwerfung, wo sie an den Südhängen aufgeschlossen ist, zurückzukehren, muß bemerkt werden, daß es infolge des ausgedehnten Bergrutsches und der großen Massen von Augitporphyritblöcken in der tief zerrissenen Senke unterhalb Cigolon unmöglich wird, die Verwerfung in den tieferen Niveaus gegen Val Nicolo zu verfolgen.

Aber mancherlei Anzeichen in den Werfener Schichten der unterschobenen Gruppe — Faltungen und Flexuren — deuten darauf hin, daß sie sich in der Nähe einer wichtigen Verwerfung befinden.

Die nord-südliche Verwerfung von Cigolon wurde von der Verfasserin bei ihrer vorläufigen Untersuchung des Buffaure-Massivs festgelegt und von Dr. W. Penck[1] angenommen. Dieser Autor jedoch betrachtete den Augitporphyrit

[1] Penck, ib. 1912.

in der tiefen Schlucht unter Cigolon, welche Val Buffaure genannt wird, als Beweis für einen wichtigen Gang an einer Verwerfung und in ursprünglicher Lage. Mit dieser Ansicht kann sich die Verfasserin nicht in Übereinstimmung erklären. Sie hält die Anhäufung von Augitporphyrit für das Ergebnis wiederholter Felsabbrüche aus der überhängenden Wand von Cigolon und Gran Pian (vgl. S. 262).

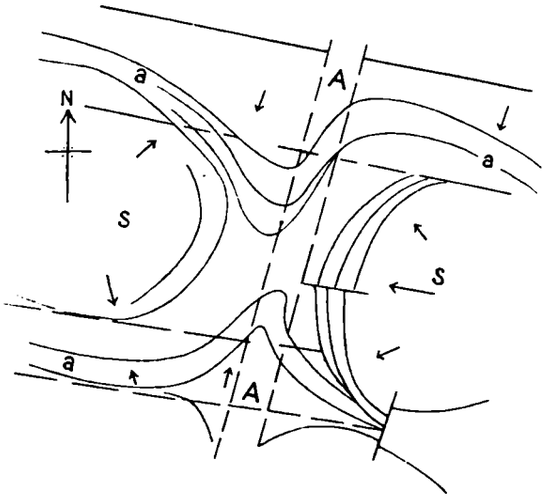


Fig. 46. Torsionssystem des Fassatals.

A = querantiklinale Faltung des späteren Systems; *a* = längsantiklinale Faltung des älteren Systems; *S* = Längssynklinale des älteren Systems; ↑ = Druckrichtung bei der Querfaltung. *S* (rechts) = Buffaure-Synkline; *S* (links) = Mt.-Dona-Synkline; *A-A* = Rodella- und Fassatal-Querantikline.

Horizontale Verschiebung der Faziesgrenze nach SW.

Der Marmolatakalk auf der Ostseite der Cigolon-Verwerfung bildet die massigen Felsen von Col Sabie und Mairins unterhalb der Buffaurealpe. Sie fallen sanft gegen NNO ein, wo die vulkanischen Fazies gegen sie anstoßen und flach über sie transgredieren. Dann wölben sie sich steiler gegen SSW auf, bilden eine mit zirka 35° südwärts abfallende Flexur, deren Neigung an den tieferen Hängen nahe bei Val Nicolo auf 50° anwächst. Sie steigen bei 1600 *m* zum Tale hinab.

Der Übergang der eruptiven Schichten auf der Nordseite, der Seite der Buffaurealpe, in die Fazies des Marmolatakalks von Col Sabie wurde bereits beschrieben (S. 98). Es bleibt kein Zweifel, daß wir im Col Sabie einfach einen Teil der ursprünglichen Südgrenze des Gebietes der eruptiven Spalten vor uns haben, anfänglich zusammenhängend mit den gelegentlichen kleinen Aufschlüssen von Marmolatakalk, wie sie auf den höheren Terrassen der Buffaurewestseite, z. B. bei Doy de Sora, vorkommen (S. 100, Fig. 14). Der gesamte südwestliche Teil des Buffaure-Massivs, der eben beschrieben wurde, wurde im Vergleiche zum Gebiete von Col Sabie und Cigolon südwärts abgesenkt und änderte sein Streichen bleibend aus einem ersten fundamentalen Streichen in der Richtung N 75° W in ein späteres — N 25—30° W — um (Fig. 46).

Sowohl die Werfener Schichten unter Toal Longo wie der Marmolatakalk von Col Sabie, welche die entsprechenden Schollen westlich und östlich der N-S-Verwerfung bilden, weisen eine steile, südwärts gegen Val Nicolo gerichtete Flexur auf.

Die Schubfläche von Vallaccia.

(Vgl. Taf. XVII, Fig. 64.)

Wenn man sieht, daß ein westlicher Schub durch die ganze Westwand von Buffaure verfolgt werden konnte und noch in Toal Longo sehr deutlich ist, würde man eine Fortsetzung in südlicher Richtung erwarten. Um die Berechtigung dieser Erwartung zu prüfen, unternahm die Verfasserin einige Exkursionen in das Kalkmassiv von Vallaccia südlich von Val Nicolo. Sie fand schon am ersten Tage an der Stelle und in der Höhe, wo dies zu erwarten war, eine Schubfläche in Mendola- und Buchensteiner Horizonten.

Eine Photographie ist hievon auf S. 291 gegeben: die Fläche fällt an dieser Stelle steil gegen O, gegen N wird das Einfallen flacher. Von der Terrasse auf der Westseite des Vallacciagebirges in zirka 1750 *m* Höhe, wo auch das Bild aufgenommen wurde, kann man den Ausstrich der Schubfläche rund um die Nordecke des Vallacciagebirges und auf die Nordseite gegen Val Nicolo verfolgen. Dort senkt sie sich langsam und geht in Werfener Schichten und Mendolakalk über.

Die N-S-Verwerfung von Cigolon kreuzt Val Nicolo, zieht durch das Vallacciagebirge und setzt sich südwärts nach Val Vallaccia und Punta fort. Sie hat zunächst die Richtung N 5° O, dann jene N 5° W. Sie schneidet die Schubfläche in Vallaccia in einer Höhe von etwa 1620 *m*, genau gegenüber der Lage, wo die Schubfläche unterhalb Toal longo geschnitten wird, nur um etwa 80 *m* tiefer.

Die Verfasserin hat noch nicht alle Einzelheiten, die für eine geologische Karte nötig sind, allein sie hält es für wichtig, diese besonderen Angaben zu machen, da sie die Fortsetzung ähnlicher tektonischen Züge für das Vallacciakalkmassiv beweisen, wie von den Westhängen des Buffaure-Massivs beschrieben wurden (vgl. S. 303).

Beweis für das Vorhandensein älterer Faltungen.

Im südwestlichen Teile des Buffaure-Massivs können gewisse Beweise für WNW-OSO-Faltungen gewonnen werden, die bereits vorhanden waren, ehe die Querfaltungen und damit verbundenen Überschiebungen eintraten. Wir wollen zunächst die unterschobene oder basale Masse betrachten.

Die Scholle von Doy de Sol, gegenüber Rone, zeigt das allgemeine NW-SO-Streichen und nordöstliches Einfallen der Schlerndolomitfelsen des Mantello im S des Udaitales und Duronpasses. Wenn man von den O-W-Verwerfungen absieht, hat man das gleiche nordöstliche Einfallen in den Werfener Schichten des unterschobenen Teils der Felsen von Doy de Sora. Sie steigen bis Palluelli, ungefähr in der Mitte der Scholle, an und senken sich dann wieder nach und nach bis zu den Störungen der Buchensteiner Schichten in der Scholle von Fontanive und Col de Pisol. Dies kann als eine Gewölbeflexur des WNW-OSO-Systems angesehen werden.

Auf der entgegengesetzten Seite des Fassatales wird sie durch die Aufwölbung der Schichten zwischen Udai- und Vajolettal (Sojalbach) dargestellt.

Wenn man die aufgeschobene Masse im selben Teile des Buffaure-Massivs in Betracht zieht und wieder die O-W-Verwerfungen nicht beachtet, sehen wir in Doy de Sora die Werfener oder Mendolafelsen durch die Hänge ansteigen und in der Scholle von Fontanive den Höhepunkt erreichen, wo die Werfener Schichten des hohen Kammes auf eruptive Breccien überschoben erscheinen; dann steigen sie durch die Hänge von Fontanive und Col de Pisol zur tiefen Lage ab, welche sie im Sumelagebiete einnehmen. Nimmt man an, daß anfangs die Faltform in den aufgeschobenen und unterschobenen Felsen die gleiche war, kann man horizontal einen Unterschied in der Lage beobachten, insoweit nämlich, als die Achse des alten Gewölbes in den aufgeschobenen Felsen sich etwas weiter südlich befindet als in den unterschobenen. Die Erklärung der Verfasserin geht dahin, daß die Faltungen ursprünglich einem WNW-OSO-

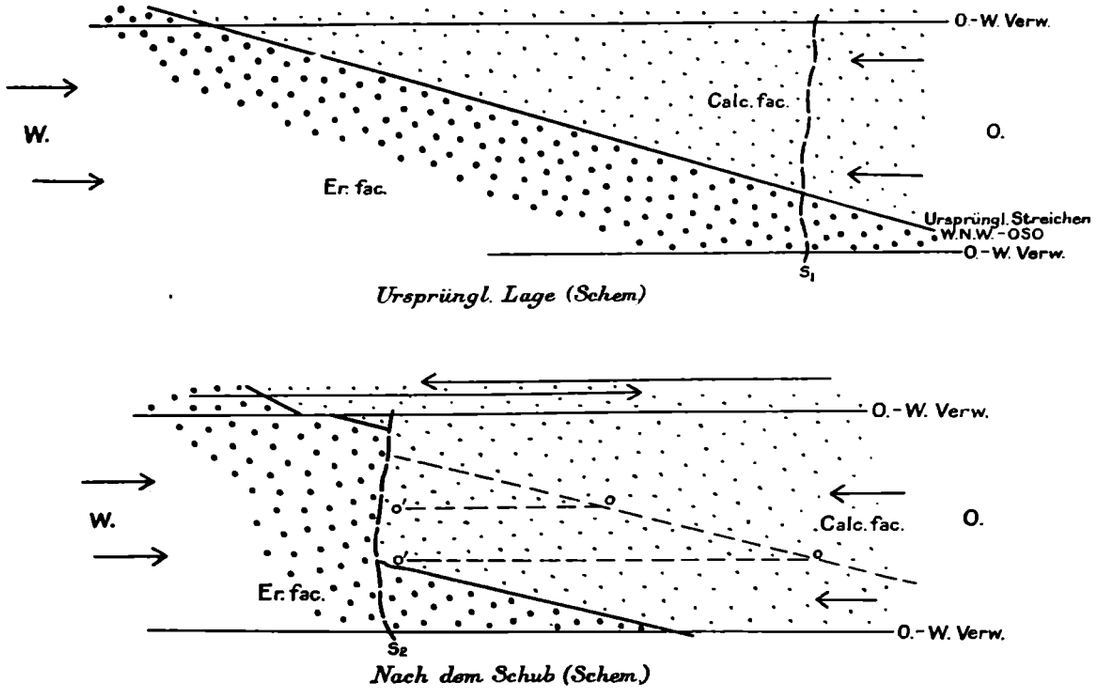


Fig. 47 Deformation der WNW-OSO-Faltung durch Schub gegen W. Schematischer Grundplan. Das obere Bild zeigt die Eruptiv- und Kalkfazies mit ursprünglichem Faltungsstreichen von WNW nach OSO und von einer Verwerfung in dieser Richtung zerschnitten. S_1 = Rand einer von O gegen W vordringenden Schubmasse. Das untere Bild zeigt diese Schubmasse bis S_2 vorgeschoben. Die Punkte o o in der früheren Faltung sind westlich quer zum früheren Streichen verschoben, während unter der Schubmasse die Eruptivfazies meistens durch Kalk und Dolomit bedeckt ist.

Streichen folgten. Ein Teil von diesen im O, welche gegen W gedrängt wurden, kamen auf die gefalteten Schichten im W zu liegen, u. zw. mit allen Faltungsachsen ein wenig südlicher als die entsprechenden Achsen der unterschobenen Masse (Fig. 47). Das Diagramm zeigt den Unterschied in der horizontalen Lage, welcher bei einer Achse in einer gewölbten Faltform und mit WNW-OSO-Streichen infolge einer westlichen Überschiebung entstand.

Insofern als die Quer-Deformationen sich, wie oben bewiesen, in einer großen, nach W überkippten Falte entwickelten, verstehen wir, wie während der ostwestlichen Zusammenpressung diese Falte von OW-Brüchen zerschnitten wurde und die Deformationen in benachbarten Schollen vollendet wurden. Die OW-Brüche sind in dieser südwestlichen Ecke des Buffaure-Massivs sehr zahlreich. Es kann sein, weil es im Gebiet einer ausgesprochenen Faziesgrenze liegt, wo die differentialen Spannungen zwischen den großen Haufen von Eruptivgesteinen im N und den gewaltigen Kalkwänden im S sehr intensiv sein müssen. Anderseits sind wenige solche Brüche vorhanden, wo die bewegenden Schichtenmassen gleichmäßig waren, wie z. B. im Dolomit der Langkofel- und Plattkofelschubmasse.

Die Hochwiesen des Buffaure-Massivs.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 20, 21.)

Die Grepaalpe und der Gipfelkamm.

Ehe wir zum Studium der Südwand und des Faziesrandes des Buffaure-Massivs übergehen, soll die Tektonik der mächtigen inneren Masse von eruptivem Gestein beschrieben werden.

Die höheren Mähder des Massivs liegen ganz auf einer Reihe von Tuffen und Laven. Die Schichtenfolge wurde im ersten Teile dieses Werkes und von jenen Örtlichkeiten beschrieben, wo sie gut aufgeschlossen ist (S. 87, 102). Es wurde auch Gelegenheit genommen, bei Beschreibung der tektonischen Bauzüge der Nord- und Westwände des Massivs an einer und der anderen Stelle besondere Entwicklungen anzuführen. Es kann gesagt werden, daß nichtsdestoweniger die Schichtenfolge in diesem ganzen Gebirge eine bemerkenswerte Übereinstimmung zeigt vom Horizonte des unteren Augitporphyrits aufwärts. Unterschiede kommen hauptsächlich in den tiefsten Schichtengliedern vor, die augenscheinlich die wirkliche Fazies der Klüfte und die veränderlichen Agglomerate der zahlreichen Öffnungen darstellen.

Das Grepatal steigt östlich von Fontanazza im Fassatale in das Gebirge an. Im N des Grepatales streichen die eruptiven Serien im allgemeinen N 75° W, das Einfallen ist ein flaches von etwa 15° nach SSW und ein solches von zirka 21—25° gegen NNO.

Die große Schichtenmasse am Gipfelrücken von Vain und Sass da Saliceng fällt nach N ein, welches Einfallen auf der Nordseite des Gehänges mit einem Winkel von 30—35° NNO steiler wird.

Südlich des Grepatales steht dieselbe eruptive Schichtenfolge an und fällt mit 20° nach NNO. Das Tal entspricht also der Lage nach einer Synklinale, doch die verschiedenen Schichtenhorizonte treten im Vergleiche zu dem Ausstriche derselben Horizonte auf der Nordseite des Tales, auf der Südseite alle wesentlich höher zutage, als für die flachen Einfallswinkel normal wäre. Folgt man dem Grepabach aufwärts, ist von 1900 *m* an eine Verwerfungsfläche mit Harnischen in der Richtung WNW—OSO sichtbar.

Die topographischen Details in der Karte deuten ihr Vorhandensein an, denn sie zeigen auf der Südseite des Baches die untere Grenze eines Felsrückens in zirka 1980 *m*, auf der Nordseite in 1900 *m* Höhe. Diese Felsen bestehen aus den gleichen Gruppen eruptiven Materials, aus groben, schwarzen Tuffbreccien, wechsellagernd mit schmalen Zonen von Mandelsteinlava. Sie werden von einer Verwerfung geschnitten, längs welcher hier der Bach fließt, und sind an der Nordseite abgesenkt.

Die Fortsetzung dieser Verwerfung in der Richtung OSO würde durch die Bachfurche zur Grepaalpe ziehen und, obschon die Verwerfungsfläche nicht aufgeschlossen ist, wird deren Vorhandensein durch die Hebung der ganzen Schichtenfolge im Rossinolkamme im S des Tales vollgültig angezeigt.

Die Verwerfung scheint das Tal nördlich der Pozzihütten zu kreuzen, wo die schwarzen Tuffbreccien und die Olivin führende Lava an der Basis von Sass da Saliceng im N jäh gegenüber älteren, dichteren Laven abschneiden, die reichlich Feldspäte und große, wohlgeformte Augite enthalten. Diese werden von einer stark mit Kalzit und Heulandit veränderten Lava unterlagert, unter welcher die feinen Palagonittuffe liegen. Der Sprung der Verwerfung ist hier geringer als in den Felsen unter der Grepaalpe, wahrscheinlich etwa 40 *m*, und noch geringfügiger an der nächsten Stelle, wo die Verwerfung am Kamme von Pian de Selle beobachtet werden kann. Hier kann er auf etwa 20 *m* geschätzt werden. Am Ostgehänge des gleichen Kammes verschwindet die Verschiebung nach und nach gegenüber der NNO-SSW-Verwerfung von Val Roseal zwischen Buffaure und den Gebieten von Ciampaz und Collaz.

Gegenüber Pozzi in der Grepaalpe, nördlich der Verwerfung, kann man eine gute Schichtenfolge der Tuffe und Laven des Gipfelrückens erhalten. Das anstehende Gestein in 2170 *m* Höhe ist eine stark aufgelöste Lava mit Anzeichen von Fließstrukturen und rötlichgrauer Verwitterung.

Bei 2185 *m* tritt inmitten der Lava ein kleiner Aufschluß einer Tuffbreccie auf. Die Felsen bilden Klippen, die längs einer Achse N 70° O aufgewölbt erscheinen und durch das Tal auf- und niederbiegen. Das Einfallen gegen SSO beträgt 35° und setzt sich hangaufwärts fort. Der weitere Anstieg zeigt, daß die Lavafelsen sich aus verschiedenen Ergüssen zusammensetzen und das Einfallen auf 40° SSO anwächst.

Die Laven werden in zirka 2300 *m* Höhe von schwarzen Tuffbreccien überlagert, und auf diese folgt bei 2330 *m* eine andere Lava, mehr zerfallen, dunkler, fast ohne Feldspat, mit zahlreichen kleinen Augiten und etwas Olivin in einer dichten, grünlichen Grundmasse. Bei 2380 *m* stehen grobe Tuffe mit großen Einschlüssen von porphyritischem Gestein an. Ihre Oberflächen sind zuweilen gerundet, zuweilen kantig. Alle Einschlüsse sind eruptiven Ursprungs. Diese Breccien bilden die Basis der höheren Klippen des Sass-da-Saliceng-Gipfels. Das agglomeratische Gestein wird von feinkörnigem Tuff überlagert. Er enthält Einschlüsse bis zu $^1/_3$ *m* Länge, manchmal Gerölle — sie weisen eine undeutliche Schichtung auf.

Die weitere Schichtenfolge wurde bereits oben dargelegt, und ihre Wichtigkeit besteht im Beweise, daß die ersten Tuffe und tuffigen Schiefer mit Wengener Fossilien oberhalb dieser groben Eruptivbreccien der höheren Niveaus erscheinen und mit ähnlichen dunklen Tuffbreccien wechsellagern (vgl. S. 87). Diese groben Tuffbreccien und dunklen, aufgelösten Laven sowie die feiner geschichteten Tuffbreccien sind in größerer oder geringerer Menge am östlichen Rücken von

Pian de Selle und Su l'Aut sowie am Rossinol Kamme südlich des Grepatales erhalten geblieben, nur die höheren Horizonte, dann und wann mit tuffigen Schiefern, welche Wengener Fossilien führen, die am Gipfelkamme des Salieeng erhalten blieben, fehlen anderswo.

Am Col Vain, so heißt der westliche Teil des Gipfelrückens nördlich der Grepaalpe, ist die Lava kein einheitlicher Erguß, wie man nach der geologischen Begleitkarte annehmen sollte. Zum Zwecke der Veröffentlichung erschien es notwendig, mit einer Farbenzone mehrere Lavaergüsse zusammenzufassen, welche die gleiche mineralogische Beschaffenheit aufweisen und mit schmalen Tuffbändern wechsellagern. Am Col Vain sind sie weithin von Mähdern bedeckt, doch ist die gleiche Schichtenfolge im Gebiete von Col Bel und Ciamol gut aufgeschlossen. Am Gehänge von Vain wird die Lava von einer Anzahl von senkrechten Rissen und Klüften unterbrochen, in welchen Tuffe und tuffige oder kalkige Breccien anstehen, und es erscheint recht wahrscheinlich, daß dies ursprüngliche Klüfte und Spalten in den Laven waren, durch welche die späteren Tuffe ihren Austritt fanden.

Ein anderes interessantes Merkmal der Hänge von Col Vain ist der Einschluß von Streifen geschichteter Buchensteiner Knollenkalke als unzusammenhängende Teile in beinahe demselben Horizonte in den Tuffen. Sie setzen sich in Zwischenräumen rings um die Westseite der hohen Terrasse und auf die Nordseite zum Col Pelos fort.

Der höhere Teil des Vaingehänges oberhalb der eingelagerten Tuffe und Laven wird von einem einheitlichen Lavaerguß eingenommen, der etwa 50 bis 60 *m* mächtig ist und dessen feine Struktur sehr mit jener der Mandelsteinlava in benachbarten Gebieten übereinstimmt; hier ist sie jedoch viel dichter.

Es ist ein hartes, graues Gestein, reich an großen und kleinen Augiten und an Plagioklasen. Es ist lokal stark zersetzt und gibt Anlaß zur Entstehung einer großen Reihe sekundärer Mineralien und Zeolithe, von denen die häufigsten Quarz, Heulandit, Kalzit und Analzim sind.

Es wird von einer Zone tuffiger Breccien mit guter Schichtung und in einer Mächtigkeit von 10 bis 12 *m* überlagert, oberhalb welcher sich ein anderer Lavaerguß ausbreitet, sehr zertrümmert und voll von Porphyritblöcken. Dieser höhere Erguß hat mehr die Struktur der Mandelsteinlava.

Diese beiden Lagen, die von der Tuffbreccie getrennt werden, sind außerhalb des Buffaure-Massivs die unveränderlichsten Schichtenglieder in der eruptiven Reihe. Sie bedeuten in der begleitenden geologischen Karte die Gruppe von Lava und Tuff ober den Palagonittuffen, die ganz vermengt sind mit typischem Buchensteiner Kalk und mit diesen wechsellagern, und unter den dunklen, eisenhaltigen Laven und Tuffen der ersten Phasen der Wengener Schichtenfolge.

Trotz der viel größeren Mächtigkeit der Tuff-Folge im Buffauregebirge sind die stratigraphischen Verhältnisse dieser Gruppe von Laven hier dieselben wie beim Monte Dona, bei der Seiser Alpe und Aschkler Alpe.

Die Tuffreihe unterhalb der Laven von Col Vain wurde bereits oben beschrieben (S. 88).

Der Rossinolkamm, südlich der Grepaalpe, ist stark von Wiesland überdeckt. Dunkle Tuffe und Tuffbreccien stehen im unteren Teile der Abhänge zur Grepaalpe an und werden von hartem, dichtkörnigem Porphyrit, ähnlich dem in der tieferen Bank von Col Vain überlagert.

Die Augite in dieser tieferen Bank sind meist schwarz, dagegen sind am Rossinolkamm in der höheren Lava die grünen Augite wirklich zahlreich. Das allgemeine Streichen der eruptiven Schichten in diesem Kamm ist N 50° W, das Einfallen 25—30° nach NO, fast parallel zum Nordhange.

Die einzige Störung am Kamme wird oberhalb der Grepahütten sichtbar, wo die NNO-SSW-Verwerfung das Tal quert und gleich unter dem Gipfel durch den Rossinolkamm zieht. Die Laven erscheinen im W der Verwerfung um etwa 40 *m* abgesenkt, und das Streichen ist in der abgesenkten Scholle unmittelbar neben der Verwerfung NNO—SSW, mit einer ostwärts zur Verwerfung abfallenden Flexur. In ganz kurzer Entfernung von der Verwerfung ist das Streichen wieder N 50° W.

Von der untersten Hütte in der Grepaalpe, in zirka 2039 *m* Höhe, führt ein tauglicher Anstieg südwärts über den Sattel zum Ciamolbache und zum Gebiete von Bel Col.

Ciamol und Bel Col.

Der Sattel zwischen dem Grepatal und dem Ciamolbache besteht gänzlich aus dunklen Tuffbreccien und Konglomeraten mit Einschlüssen aus Augitporphyrit, manchmal wohl gerundet und in allen Größen bis zur Länge von $^1/_2$ *m*. Hier ist die Sedimentation grob, die Horizonte unterlagern gleichförmig die Laven des Rossinolkammes. Die Grenze zwischen den Tuffen und der dichten, tieferen Lavabank verläuft längs einer westlichen Linie durchs Gehänge und ist etwas ober den zwei Ciamolhütten aufgeschlossen. Eine besondere Lokalität für das Vorkommen von Zeolithen befindet sich an dieser Grenze auf der linken Seite des Ciamolbaches und in 2160 *m* Höhe am Ciamolwege selbst (vgl. S. 91).

Das anstehende Gestein ist dichtkörnige Lava mit Fließstruktur, deutlichen Augitkristallen und kleinen Feldspäten. Es ist geädert und zeigt mancherlei Drusen, die Quarz, Chabazit, Chalybit, Chlorit, Albit, Granat und roten Heulandit reichlich enthalten. Das Gestein zwischenlagert mit feinen Tuffbreccien und fällt mit 45° nach ONO.

Der Aufschluß ist im S durch eine WNW-OSO-Verwerfung gegenüber der abgesenkten Lava des Col de Pramartin abgeschnitten. Die Verwerfungsfläche ist beim Wasserfalle des Ciamolbaches unterhalb der Hütten gut aufgeschlossen. Die groben Tuffkonglomerate sind senkrecht geklüftet und weisen polierte und geglättete Flächen auf. Die Richtung der Verwerfung kann durch gestörte Schichten gut an den Hängen abwärts bis unter Col de Siadoi gezogen werden. Der

Weg, der zwischen Col de Pramartin und den Duihütten hindurchleitet, führt hier durch eine wundervoll feine Gruppe feiner Palagonittuffe an der Basis der groben Tuffkonglomerate. Die Augitkristalle liegen wie Sand unter die Füße gestreut.

Diese Tuffe und groben Tuffkonglomerate oder Breccien entsprechen den „Bombentuffen" oder Blocktuffen in der Literatur dieses Gebietes und, wenn sie auch im Grödener Tale nur 10—12 *m* mächtig sind, gibt ihre Einbettung mit feinen Palagonittuffen und ihre unregelmäßige Ablagerung im Verein mit ihrer Einreihung in der Schichtenfolge als älter als der Erguß der Mandelsteinlava einen guten Beweis für Gleichzeitigkeit mit jenen. In der Seiser Alpe sind sie wohl entwickelt, und an den Hängen des Monte Dona bilden sie die Hauptmächtigkeit der hügeligen Mähder und Wiesen von Val Dona und Camerloi. Im Buffaure-Massiv sind sie 250—300 *m* mächtig.

Östlich von Ciamol, wenn man der Verwerfung ins Gebirge folgt, wird ein deutlicher Unterschied in der Beschaffenheit der Schichten nördlich und südlich der Verwerfung offenbar. Während im N die Grenzen und Kämme hauptsächlich in der Richtung WNW—OSO verlaufen, scheinen sie im S in den Richtungen NNO—SSW oder NO—SW angeordnet.

Der lange Kamm, der am Ursprunge der Drio-le-Palle-Schlucht halbkreisförmig erscheint, hat diese Richtung und setzt sich im Col Bel (2437 *m*), dem Hauptgipfel des mittleren Teiles des Gebirges, fort.

Mit Hilfe der in anderen Teilen gewonnenen Erfahrung über solche Änderungen kann man die Verwerfung dem O-W-Systeme zurechnen, aber mit einer Ablenkung gegen WNW—OSO.

Bei Foran (2178 *m*), genau nördlich von Col Bel, trat der Bruch zwischen den zwei Lavaausgüssen in der Gruppe der Mandelsteinlaven ein, doch wurde er in der Karte aus bereits angeführten Erwägungen (S. 40) nicht anders gefärbt. Oberhalb der dichteren unteren Lavabank stehen Tuffbreccien an und sind die Ursache für ein sanfteres Wiesengelände, auf welchem die Foranhütte liegt. Sie streichen N 60° O und fallen mit 35° nach SO ein. In einem etwas höheren Niveau ist ein Gewölbe aufgeschlossen und zeigt auf der Nordseite eine gegen NW abfallende Flexur. An den Osthängen von Col Bel ist das Streichen der Tuffbreccien N 45—50° O, das Einfallen 45° SO. Die höhere Lava steht am Rücken an, der vom Punkte 2425 *m* der Karte in der Richtung NO—SW ausstrahlt, streicht N 25° O und fällt gegen OSO ein.

Es scheint also eine gewisse Drehung der verschiedenen Horizonte der eruptiven Schichtenfolge gegen ein Streichen NNO—SSW eingetreten zu sein, und, gerade wie im Falle der sedimentären Schichten gezeigt wurde, waren auch hier die Verdrehungen und Abscherungsgleitungen in den nachgiebigeren Schichten am bedeutendsten in den Tuffbreccien, und das neue Schichtenstreichen kam in den einheitlichen, gleichartigen Massen, in den Laven von Col Bel, besser zum Ausdrucke.

Ein guter Aufschluß für Schichtenverdrehungen durch enge Faltung und Abscherung an flachen Brüchen ist in der Gegend zwischen Foran und La Busa (2365 *m*), wo der Bach aus seinem nordsüdlichen Lauf an den Hängen von La Busa in eine nordwestliche Richtung gegen Foran sich wendet. Die Torsion erfolgt in einem westlichen Bogen aus der Streichrichtung ONO—WSW in eine von NO nach SW und von NNO nach SSW.

Die Laven dieses Gebietes sind sehr veränderlich in ihrer Beschaffenheit, doch sind sie alle auf den Ciamoltypus gegründet. Die Lava über den Tuffbreccien zeigt Blockstruktur und ist reich geädert. Sie geht in eine grobkörnigere, dichte Abart über, die unregelmäßig zerspalten ist und häufig große Blöcke in dichtkörniger Grundmasse enthält. Die sichtbaren Kristalle aus Feldspat sind groß — bis zu 2 *mm* —, die Augite sind glänzend. Diese Lava stellt die Hauptmächtigkeit der Hänge vom Bel Col vor, sie zeigt Verästelungen von Heulandit, enthält Quarz und andere Zeolithe.

Die Lava, welche nun folgt, ist eine Mandelsteinlava, enthält kleine Kristalle von Feldspat und Augit, zeigt Parallelismus und Fließstruktur.

Sie zerbröckelt leicht und baut einen weichen, leicht zerfallenden und breccienartigen Fels auf. Diese Beschaffenheit wird etwas höher oben noch deutlicher, wo das Gestein dunkelgrün, an einzelnen Stellen manchmal fast spangrün und noch mehr zertrümmert ist. Dann wird es wieder grau und fester und zeigt dichte Einschaltungen von Säumen von Albit und Heulandit.

Während dies das höchste Gestein in der Serie vom Col Bel ist, besteht der Gipfel selbst aus der grobkörnigen, harten und dichten Abart mit Blockstruktur. Die höheren Varietäten sind an der Ostabdachung gegen La Busa erhalten.

In den Felsen nahe La Busa tritt ein Gewölbe in der Richtung NO—SW zutage, aber am Joche selbst ist das Einfallen ein südöstliches. Die Laven werden von den jüngeren, groben Tuffbreccien überlagert, welche gegen oben in wohlgeschichtete Tuffkonglomerate und Tuffe übergehen.

Die Lava von La Busa, welche in diese eingebettet ist, ist dichtkörnig, dunkelgrünlich, mit kleinen, aber reichlichen Augiten, kleinen Feldspäten, einigen Olivinen. Sie ist dem Ciamoltypus recht ähnlich und wahrscheinlich dieselbe Lava, welche nahe der Basis der höchsten Serien des Saliceng- oder Gipfelrückens vorkommt.

Die NNO-SSW-Verwerfung kann durch die Hänge von La Busa infolge jener Verschiebung verfolgt werden, welche in der dichten, breccienartigen Lava unterhalb der höheren Tuffe verursacht wurde. Sie tritt auf der Ostseite der Verwerfung nördlicher zutage als auf der abgesenkten westlichen Seite. Das Streichen der ganzen Serie ist auf der Ostseite ONO—WSW mit Einfallen nach NNW, auf der Westseite NNO—SSW mit östlichem Einfallen.

Am Südabhange von La Busa, in 2320 *m* Höhe, tauchen in den Wiesen westlich der Verwerfung kleine Klippen aus Mandelsteinlava auf. Sie gehören zum gleichen breccienartigen Typus, der die höheren Horizonte der Felsen vom Bel Col zusammensetzt. Darunter liegen Tuffbreccien, dann folgt Lava mit guter Fließstruktur und wohlgeformten, frei sichtbaren Kristallen von Feldspat und Augit.

Die Schichtenfolge setzt sich in Serien gegen abwärts auf der Westseite der Verwerfung fort, streicht NO—SW und fällt gegen SO, also gegen die Verwerfung.

Auf der Ostseite der Verwerfung stehen die Laven aus Augitporphyrit bis etwa zur Isohypse 2320 an. Die Schichten unterhalb dieser Höhe sind die groben Tuffkonglomerate, ähnlich jenen am Sattel zwischen Val Grepa und Ciamol, unterhalb der Laven des Rossinol Kammes. Sie wechsellagern mit Palagonittuffen und zeigen deutliche Sedimentation. Sie sind hier in schmale Falten gelegt und zeigen in verschiedenen Richtungen Brüche, allein ihr Hauptstreichen nahe an der Verwerfung und gemessen an einem guten Aufschlusse oberhalb von den drei Hütten ist ostwestlich, ihr Einfallen 45° nordwärts.

Die oberen Hänge des Sumelatales.

Der Unterschied im Streichen und Fallen auf den entgegengesetzten Seiten der NNO-SSW-Verwerfung gemeinsam mit der Hebung im O der Verwerfung erklärt das Vorkommen der Tuffkonglomerate und zwischengelagerten feinkörnigen Palagonittuffe in den höheren Teilen von Val Sumela.

Tatsächlich ist die besondere Fruchtbarkeit der Alpe am Sumelagehänge auf das Vorkommen von Tuffkonglomeraten zurückzuführen, welche eine ziemliche Beimischung von Kalken und Mergeln aus Einschlüssen von Bruchstücken der Buchensteiner Schichten enthalten.

Die tuffartigen Schichten im höheren Teile des Sumelatales, östlich der NNO-SSW-Verwerfung, sind fein gefaltet längs einem Streichen von ONO nach WSW, das sich weiter östlich in ein solches von NO nach SW dreht. In den Palagonittuffen zeigen sich zwei schmale Gänge von Augitporphyrit, der reichlich Feldspäte und Augite führt. Die darüberliegenden Tuffkonglomerate am Gran Col streichen N 56° O und fallen mit 25° nach NNW ein.

Am Sass-da-Dam- und Sass-da-Porcell-Kamme, östlich der NNO-SSW-Verwerfung, am Südhange von Val Sumela, wechselt das Streichen aus N 25° W in ein solches von N 40° W, und das Einfallen ist hügelabwärts ein flaches gegen NO. Dies östliche Einfallen ist die Fortsetzung der langen Ostabdachung in den Montagne de Pozza am Südhange des Sass-da-Dam- und Porcell-Kammes, wo die Schichten gegen O hin durch das Gelände ziehen. Im östlichen Teile des Kammes, wo sich die Felsen der NNO-SSW-Verwerfung im Rosealtale nähern, ist das Streichen ONO—WSW, und sie steigen ostwärts an.

Bei Su l'Aut, der Fortsetzung des hohen Kammes von La Busa in der Richtung WNW—OSO, befindet sich in einer Linie mit der Verwerfung in dieser Richtung eine deutliche Störung in den Tuffen. Am Abhange von Cian d'Agnel, nördlich der Verwerfung, weisen die Tuffe unter der Augitporphyritlava enge Cleavage und Zusammenpressung auf und bilden ein zertrümmertes, mylonitisches Gestein, an dessen Aufbau Brocken von knolligem und kieseligem Gestein beteiligt sind. Es ist gegen die Verwerfungsfläche hin aufgehäuft und stößt an dem abgesenkten Augitporphyrit im S ab. Auch die Lava ist sehr zerklüftet und zeigt Einwirkungen von Zusammenpressung. Die Tuffe auf der Nordseite sind hier in unregelmäßige Massen eines feinen vulkanischen Sandes eingebettet (vgl. Taf. XXII, Prof. 21).

Das lokalisierte Vorkommen geschichteter Kalke in ursprünglicher Lage und wechsellagernd mit den Tuffen ist das interessanteste Merkmal am Kamme von Sass da Dam und Porcell. Das Gestein ähnelt dem Marmolatakalk und wurde gemeinsam mit den Tuffen verbogen und von Abscherungsflächen zerschnitten.

Auf der Westseite der NNO-SSW-Verwerfung steigt die Schichtenfolge, die den Gipfel von Bel Col bildet, nach und nach durch die Nordhänge von Val Sumela ab. Das allgemeine Schichtenstreichen ist N 50° W, das Einfallen flach gegen SSW, doch kommen kleine Faltungen in der Richtung NO—SW vor. Dieses WNW-OSO-Streichen setzt sich auf der südlichen Talseite fort, da hier aber eine Anzahl von Querfalten vorhanden sind, ändern sich die Einzelheiten von Stelle zu Stelle, und mehrere horizontale Scherflächen können sowohl in den Tuffen wie in den Laven beobachtet werden.

Die kleinen Lavakuppen in der Nähe der NNO-SSW-Verwerfung und die eingebetteten Breccien sind mit der Verwerfung beinahe parallel.

Die Tuffbreccien zwischen den Hauptdecken der Augitporphyritlava ziehen in zirka 2240—2260 *m* Höhe durch den Hang. Die tiefere, die Lava von Ciamol, tritt von der Stelle an, wo die Verwerfung den Bach kreuzt, eine Strecke abwärts zutage. Sie ist grobkörniger als in den entsprechenden Horizonten des Ciamol- und Forangebietes. Sie enthält große Augite, zahlreiche Feldspäte, ist unregelmäßig zerspalten und von dünnen Flasern von rotem und blaßrotem Heulandit durchzogen.

Wenn man zum Tale absteigt, erinnern die tiefsten Horizonte ausgesprochener an die Varietät des Ciamol- und Forangebietes und sind wie diese reich an Zeolith und verschwenderisch geädert.

Das allgemeine Streichen der Querfalte in den Schichten südlich des Sumelabaches, in jenem Teile, der Col de Valvacin benannt wird, ist westlich der Verwerfung N 20° O, das Einfallen im W 10° WNW und etwa 15° gegen O.

Die Tuffe unterhalb der Laven von Bel Col sind zunächst feine Palagonittuffe. Etwas unter Valvacin, im Bachbette, in 2060 *m* Höhe, wechsellagern die Tuffe mit Tuff- und Porphyritkonglomeraten, und diese bilden auf eine bedeutende Strecke hin die Hauptfelsen. An der Biegung des Baches bei Do Mur erscheinen die Tuffkonglomerate stark durchädert von Heulandit, Albit, Kalzit und sind sehr aufgelöst.

Nahe bei der Brücke von La Mandra, in 1973 *m* Höhe, steht auf der rechten Bachseite ein Gang von Mandelsteinaugitporphyrit an. Er setzt sich auf eine Strecke westwärts fort und tritt im N von Maresc in die Tuffe ein. Kleinere Gänge stehen mit ihm in Verbindung und folgen einer Richtung von N 20° W und N 10° W.

An der Stelle, wo sich der Sumelabach nach S wendet, stehen wieder die Tuffkonglomerate an, aber über diesen befinden sich am Wege feine Tuffe, welche der Augitporphyrit etwas unregelmäßig in beinahe nordsüdlicher Richtung, dann gegen NNW drehend, durchsetzt. Sein Verhältnis zu den Tuffen ist nicht klar aufgeschlossen, allein da sie von NO nach SW streichen, ist es wahrscheinlich ein anderer Gang.

Unterhalb der Mandra-Brücke wendet sich der Bach plötzlich aus seiner westlichen Richtung in eine tiefe Schlucht, welche die Richtung N 20° O besitzt. Diese Änderung des Laufes geht unzweifelhaft auf eine Verwerfung, welche in dieser Richtung durchzieht, zurück.

Die Tuffe von Maresc nehmen an dem deutlichen NNO-SSW-Streichen teil, welchem die gleiche Serie am Kamme von Drio le Palle im N folgt, und fallen nach O ein. An den Südhängen von Val Sumela, am Ciamp de Vigo, ist dasselbe Streichen und ein Einfallen von 35 bis 40° nach OSO bemerkbar.

Die ganze mächtige Serie der Tuffe und Tuffkonglomerate steigt durch die Hänge westwärts an und schneidet in Le Fontaines, gleich im W der Südbiegung des Baches, gegen eine sehr gestörte Gruppe von Tuffen ab. Letztere streichen zunächst fast parallel mit der Verwerfung, dann nordsüdlich; weiter im W streichen sie von NW nach SO. Sie sind gefaltet und werden von einer Anzahl kleiner Brüche zerschnitten.

Die Verfasserin untersuchte die Hänge von Maresc wegen einer möglichen Fortsetzung dieser Verwerfung, allein sie fand, daß die Palagonittuffe und Tuffbreccien zwischen Maresc und Drio le Palle eine ungestörte Folge bilden und deren Hauptmerkmal ihr unveränderliches Ansteigen durch die Hänge gegen W ist.

Wir haben deshalb hier die südliche Fortsetzung der hochaufgewölbten NNO-SSW-Faltform, welche bei der Schlucht von Drio le Palle beschrieben wurde (S. 259). Der Verlauf der Verwerfung von Maresc ist gegen NNW gerichtet, wo die Verwerfungsfläche im W des Col da Tabac sichtbar ist. Sie fällt mit 75° nach O ein. Die Schichten erscheinen horizontal geglättet und stark zertrümmert. Da sich die Absenkung im W befindet, ist es die Fläche einer widersinnigen Verwerfung mit Hebung im O und Überschiebung gegen W. Ihre Fortsetzung im S zwischen dem Marmolatakalk und den Tuffen von Cigolon wurde bereits auf S. 275 beschrieben.

Die Sumelascholle im W der Verwerfung ist jene, in welcher die Schubflächen sichtbar werden. Die Gesteine am Ponton de Sass (1822 *m*) sind die stark feldspathaltigen unteren Abarten des Augitporphyrits und grobe Blockporphyrite. Sie streichen in der Richtung N 35° O durch das Gehänge.

Die gebänderten Tuffe und Tuffbreccien in 1760 *m* Höhe zeigen dasselbe Streichen und ein sehr flaches Einfallen von 12° nach O. Unter diesen sind die Tuffbreccien und Kalke in Falten gedreht, die N 25° W streichen.

Sowohl in der westlichen wie in der östlichen Scholle sind diese späteren Richtungen des Schichtenstreichens, NNW und NNO, deutlich entwickelt.

Die ganze weite Strecke von Mähdern, welche die Hänge von Val Sumela zwischen Maresc, wo das Tal gegen S biegt, und Gran Col an seinem Ursprunge bildet, läßt das WNW-OSO-Streichen als Grundrichtung in der Faltung der ganzen Schichtenfolge erkennen. Das Tal folgt einer synklinalen Furche in dieser Richtung zwischen den weiten Gewölbeformen von Bel Col im N und von Montagne di Pozza und Mairins im S.

Das gleiche ist der Fall, wie gezeigt wurde, in Val Grepa, das einer gleichsinnigen, synklinalen Furche zwischen dem Gewölbe von Bel Col im S und dem Gewölbe des Gipfelrückens von Vain und Sass da Saliceng im N folgt.

Der Kamm von Drio le Palle.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 17, 20.)

Bei Beschreibung der Hochmähder folgte die Verfasserin absichtlich einem Hauptwege ins Gebirge, vom Grepa- ins Sumelatal über La Busa, der von einem Geologen auf einer Tagestour begangen werden könnte. Der Kamm von Drio le Palle, westlich von Bel Col, erfordert einen Besuch für sich. Hier sind wenig Steige und die Felsen auf der Westseite des Kessels wenig zuverlässig. Sie bestehen aus Palagonittuffen und Tuffkonglomeraten und aus den darüberliegenden Lavadecken mit Einschaltung schmächtiger Gruppen von Tuffbreccie.

Die regelmäßige Ablagerung der Tuffe und Breccien ist im Talkessel von Drio le Palle wohl zu sehen. Das Streichen ist N 20° O, das Einfallen 25° OSO. Im N dreht das Streichen in die Richtung N 10° W und fällt mit 30°—35° nach ONO. Diese Änderung ist von der Art einer lokalen Flexur gegen die WNW-OSO-Verwerfung zwischen Col de Pramartin und Ciamol.

Übereinstimmend damit ist das allgemeine Streichen der Tuff-Folge von Drio le Palle NNO-SSW, also dasselbe wie in Bel Col. Hier sind Störungen in der Schichtenfolge sehr selten, obwohl sich der Kamm gleich im O von jenen Aufschlüssen der stark gestörten Flexuren und Überschiebungen in der Drio-le-Palle-Schlucht befindet. Die Basis des Kessels kann man in 1900 *m* Höhe annehmen. Die Schubfläche quert den Bach, der vom Kessel etwa 250 *m* tiefer herabströmt. Die Schubfläche durchschneidet die alte Kluftwand bei Drio le Palle, die aus Mendola- und Buchensteiner Schichten besteht und von Lagergängen durchsetzt wird.

Auch auf der Nordseite des Grepatales, am langen Kamme von Col Vain und Col Pelos, zeigen sich keinerlei Anzeichen von den Störungen, die mit der Schubebene in Verbindung stehen, welche an den Hängen von Do Piz im N beschrieben wurde.

Es besteht in der Tat der denkbar schärfste Gegensatz zwischen den leichten Faltungen und geringen Brüchen in den Tuffen und Laven im Innern des Massivs und der stark gestörten und zerrissenen Beschaffenheit der unteren

Schichtenhorizonte an der Westseite des Massivs, die von der Schubfläche getroffen werden. Da manche Verwicklungen auf das Vorhandensein von Lagergängen und Spaltenbreccien zurückgehen, sind die tektonischen Merkmale hier abhängig von der Tatsache, daß es sich um ein altes Eruptivgebiet handelt.

Doch zeigt das Dolomitmassiv der Sella im NNO des Buffaure-Massivs den gleichen Gegensatz zwischen einer mächtigen, fast ungestörten Dolomitmasse und den hangenden und liegenden, gefalteten Schichtengruppen, durch welche Brüche oder Scherungsflächen durchziehen.

Diese Lokalisierung starker, umformender Kräfte in der Gebirgskruste auf Schichtengruppen, wo kleine Fältelungen und allerlei Verzerrungen rasch eintraten, ist wahrscheinlich der charakteristischeste Zug in der Tektonik der Dolomiten.

Die Buffaurealpe und der Südabhang zum Val Nicolo.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 18, Taf. XVIII, Prof. 19.)

Der wichtigste Zug in der Südwand des Buffaure-Massivs ist die Faziesgrenze oder der Übergang zwischen den eruptiven Gesteinen und den verschiedenen Horizonten der unteren und mittleren Trias bis hinauf zu einer gewissen Mächtigkeit von Marmolatakalk und mit Einschluß derselben (Taf. VIII, Fig. 19, 20).

Da dieser Übergang die mitteltriassischen Epochen der eruptiven Tätigkeit betrifft, wurde er bereits im stratigraphischen Teile behandelt (S. 98—102, Fig. 14).

An der Stelle, wo der Steig durch das Buffauretal die Bank von Marmolatakalk von Le Sabie erreicht, kann man auf eine kurze Strecke hin den senkrechten Kontakt und das Transgredieren der höchsten Lava und der Tuffe über den Kalk beobachten. Die Tuffhorizonte, die auf der Kalkbank liegen und sich an der inneren oder eruptiven Seite des Kontakts befinden, sind durch Einschlüsse großer Blöcke von Kalk charakterisiert, die aus den „Marmolata-" und Buchensteiner Serien stammen. Die nächsthöhere Lage ist mehr mit Porphyritbrocken angefüllt. Nun folgen typische Palagonittuffe und feinere Tuffbreccien, die ein wenig weiter im S über die Bank von Marmolatakalk transgredieren.

Das allgemeine Streichen der Tuffe ist NW—SO, das Einfallen flach nordöstlich. In Le Sabie streicht der Marmolatakalk fast ostwestlich und zeigt eine Flexur, die in der Hauptmasse des Berges unter einem Winkel von etwa 40° nach S fällt, auf der Terrasse, in der die Tuffe anstehen, jedoch sehr flach.

Die Kalkwand biegt längs eines weiten Kessels von Le Sabie nach Mairins. Sie scheint hier quer gefaltet zu sein. An der Mairinsseite, der Ostseite des Kessels, ist das Streichen N 20° W, das Einfallen 60° westwärts. Etwas weiter östlich, wo die Lava über dem Kalk ansteht, ist das Streichen N 40° O, das Einfallen 50° SO. Das Bild gibt eine Vorstellung von dem stark zerklüfteten Gestein von Mairins (Taf. VI, Fig. 20).

Der Kalk fällt also steil gegen die NNO-SSW-Verwerfung, die zwischen der Buffaurealpe und Anterfos hindurchzieht.

Die Palagonittuffe mit großen Augiten fallen in den Felsen von Anterfos steil gegen N ein, die tieferen Tuffe jedoch, welche auf Marmolatakalk liegen, fallen gemeinsam mit den Kalken südwärts. Das Streichen ist in dieser Scholle mehr einförmig WNW—OSO und ändert sich nur, wo an der Ostseite die Schichten von einer weiteren NNO-SSW-Verwerfung geschnitten werden. Diese antiklinale Flexur längs einer WNW-OSO-Achse bezeichnet die weitere Fortsetzung des Gewölbes von Doy de Sora und Fontanive gegen O hin (S. 267).

Die interessanteste Erscheinung in der Scholle von Anterfos zeigt sich bei Meza Selva, an den Hängen gleich oberhalb Val Nicolo, wo die Tuffe und Laven im Kontakte und zwischenlagernd mit Schollen triassischer, sedimentärer Schichten vorkommen. Auf Taf. XXII, Prof. 18, sind diese unter „Culaut" dargestellt.

Lagergänge von Augitporphyrit verzweigen sich in zerbrochenen Felsen der oberen Werfener Schichten, des unteren Muschelkalks und des Mendolakalks, obwohl die verschiedenen Horizonte nur in sehr unvollständiger und gestörter Beschaffenheit anstehen. Das Wichtigste an diesen Störungen ist, daß die Lagergänge sie durchbrechen. Sie dringen in Mendolakalk, unteren Muschelkalk und obere Werfener Schichten an einem senkrechten Rande ein, der durch die ganze Serie schneidet. Wir haben hier den vollen Beweis, daß der Augitporphyrit an einer senkrechten Spalte eindrang.

Am ganzen Wege längs des Rückens von Meza Selva gegen O findet man Spuren dieser alten Spalte in den Blöcken von Mendolafels voll von Lagergängen, die sich im gleichen Niveau südlich in gestörte obere Werfener Schichten und Muschelkalkkonglomerate fortsetzen. In Übereinstimmung damit waren die Schichten bereits gegen die Verwerfung hinabgebogen, als die Lagergänge eindrangen. Außer den Lagergängen befindet sich auf der Nordseite der Blöcke und Pfeiler von Mendolakalk eine senkrechte Wand aus Lava, welche Gangapophysen in den Mendolakalk erstreckt. Wie man aus den Abbildungen ersieht, beweisen die Aufschlüsse hier vollständig das intrusive Eindringen des Augitporphyrits in die verschiedenen Horizonte der sedimentären Gesteine. Die ganze Schichtenfolge der oberen Werfener und unteren Muschelkalkschichten hier ist etwa 60 *m* mächtig.

Der Augitporphyrit der intrusiven Schichten in Meza Selva bei 1800 *m* Höhe zeigt dieselbe deutliche feldspatreiche Art wie der Porphyrit auf dem Marmolatakalk der Buffaurealpe (bei 2100 *m*) und auf den Tuffbreccien von Anterfos. Die mineralogische Beschreibung wurde oben gegeben (S. 101).

Die mächtige Masse der unteren Tuffbreccien steht zwischen den Gängen und Lagergängen in den unteren Niveaus der Schichtenfolge von Meza Selva und dem Vorkommen eines Ergusses feldspatischer Lava ober Mairins an. Die Tuff-

breccien stehen in Kontakt mit der ganzen sedimentären Schichtenfolge im S der Spalte, von den oberen Werfener Schichten bis hinauf zum Marmolatakalk und diesen noch einschließend. Sie haben sich also an der Spalte auf der gesunkenen Nordseite einer mitteltriassischen Störung angesammelt.

An einigen Stellen längs des Meza-Selva-Kammes erscheinen große und kleine Trümmer von Tuffen in das Netzwerk der Gänge und Lagergänge einverleibt. Dies zeigt, daß die Tuffe gemeinsam mit den sedimentären Gesteinen am Südrande der Spalte von den Einschaltungen des Augitporphyrits durchbrochen wurden.

Daraus folgt, daß der Erguß der feldspatreichen Lava, der sich oberhalb dieser unteren Tuffe ausbreitet und auf dem Marmolatakalk von Mairins liegt, wahrscheinlich seinen Ursprung von derselben Spaltenmündung aus nahm, welche die Gänge und Lagergänge der tieferen Niveaus ausfüllte.

Die Lagergänge, welche auf der Seite von Meza Selva anstehen, dürfen nicht als Gesamtmächtigkeit der randlichen Lagergänge im Südteile des Massivs angenommen werden. Der massige Lagergang von Col de Lares im S des Nicolotales stand ohne Zweifel ursprünglich in Zusammenhang mit den Lagergängen von Buffaure am Südrande.

Wir erkennen deshalb, daß die Schichten von Mairins und Meza Selva einem alten, eruptiven Spaltenrande nahe waren, von dem südwärts in die sedimentäre Schichtenfolge im S Lagergänge eindrangen, innerhalb welcher abgesenkte Blöcke sedimentärer Schichten von Lava durchsetzt, zertrümmert und mit Tuffen und Porphyritagglomeraten in der Spalte vermengt wurden. Der erste mächtige Lavaausbruch liegt transgressiv auf den Tuffagglomeraten und dem Marmolatakalk und kann deshalb nicht vor einer gewissen Zeit der Buchensteiner Periode erfolgt sein, nicht einmal in einer früheren Zeit, ehe der Marmolatakalk bereits eine ziemliche Mächtigkeit erreicht hatte.

Außer dieser alten Eruptionsspalte haben wir ganz nahe im S eine parallele Verwerfungs- und Störungslinie, an welcher die Schichten des unteren Muschelkalks, verglichen mit verschiedenen Horizonten der Werfener Schichten im S, abgesenkt wurden. Die Schichten des unteren Muschelkalks streichen N 80° W und fallen mit 15° nach N ein; die Werfener Schichten im S sind stark gestört, zeigen aber ein allgemeines Streichen N 30° W und ein Einfallen von 55° nach WSW.

Es erscheint wahrscheinlich, daß diese Verwerfung, parallel mit der Kluftverwerfung und dem eruptiven Rande, annähernd von gleichem Alter ist, um so mehr als sie gleichsinnig verläuft, nämlich mit Einsenkung gegen das eruptive Gebiet, und jene Neigung zu staffelförmiger Entwicklung zeigt, die an der Südgrenze der verschiedenen Fazies besonders deutlich wird.

Es zeigt sich, daß auf der anderen oder östlichen Seite der Verwerfung des Rosealtales, wo im S dieser die Werfener Schichten vollständig aufgeschlossen sind, eine Anzahl von Lagergängen in diesen Schichten auftreten. Allein sie gehen nicht von N aus, und die Verfasserin kam aus anderen Gründen zu der Folgerung, daß sie bereits vorher in die Werfener Schichten eingedrungen waren und diese Verwerfung in Zusammenhang mit dem ostwestlichen System späteren Ursprungs sei.

Beim Punkte nahe der Hütte, die in der Karte mit 1871 *m* vermessen erscheint und wo ein kleiner Bach vom Rosealtale herabfließt, schneiden von Lagergängen durchdrungene Konglomerate und Mergel des unteren Muschelkalks gegenüber älteren Schichten von oberem Werfener Alter im O ab, welche in westlicher Richtung eine Flexur gegen die Verwerfung bilden. Dies ist die NNO-SSW-Verwerfung des Rosealtales, die bereits erwähnt wurde (S. 104). Der Faziesrand befindet sich auf der Ostseite der Verwerfung in 2012 *m* Höhe, während wir ihn auf der westlichen, der Seite von Meza Selva, vergleichsweise in 1880 *m* Höhe haben. Streng genommen, begrenzt die wichtige Verwerfung im O das Bergland des „Buffaure"-Massiv. (Taf. VIII, Fig. 30).

Östlich befindet sich der lange Kamm des Sass die Rocca, der sich ganz aus ähnlichen Gesteinen zusammensetzt.

Neben der NNO-SSW-Verwerfung in der Ostscholle findet der Kontakt in einer fast vertikalen Kluft statt, in welcher Tuffe und Lagergänge vermengt sind. Gleich neben der Verwerfung des unteren Muschelkalks ist ein Kontakt mit den Eruptivgesteinen. Der Mendolakalk als kleine Felsklippen kommt erst ein paar Schritte weiter östlich in der Kontaktzone zum Aufschluß. (Die geologische Karte zeigt den Mendolakalk hier als zu großen Fleck neben der Verwerfung.) Die Schichten des Muschelkalks sind lichtgraue und gelblichweiße dolomitische Kalke und Krinoidenkalke, die im O von Mendolakalk überlagert werden. Die Schichtengruppe streicht N 75° O und fällt mit 60° nach NNW ein, doch bildet sie eine antiklinale Flexur, die mit einem Einfallen von 25° südwärts geneigt ist. Diese Flexur stößt in 1960 *m* Höhe längs einer WSW-ONO-Verwerfung gegenüber Werfener Schichten ab (vgl. Taf. XVIII, Prof. 22).

Wenn man sie gegen W hin verfolgt, sieht man, daß die gefalteten Werfener Schichten der Südscholle längs der WSW-ONO-Verwerfung gegen verschiedene Horizonte der nördlichen Schichtengruppe abschneiden. In dieser letzteren setzt sich dasselbe allgemeine Streichen — ONO—WSW — wie im Rosealtale fort, und sie zeigt ebenso Querfaltung und die Wirkungen differentialer Gleitung und Verdrehung zwischen den untereinanderliegenden Schichten. Die Querfaltung hat hier die Richtung NO—SW statt NW—SO, wie dies im südwestlichen Teil des Massivs der Fall ist.

Der randliche Faziesübergang wurde bereits oben beschrieben und es wurde gezeigt, daß die eruptiven Schichten sich am Sass di Rocca äußerst rasch verschmälern. Nur die Palagonittuffe und Tuffbreccien behalten dieselbe mächtige Entwicklung wie auf der Buffaurealpe, und diese Tatsache beweist, daß die zweite Phase der Eruptionsfolgen jene war, während welcher der Südrand am stärksten im Buffauregebiete durchsetzt und aufgebrochen wurde. Gänge durchsetzen senkrecht den Mendolakalk, entsenden Lagergänge in denselben und geben so Anlaß zur Entstehung eines zertrümmerten, vermengten Gesteins.

Die Tuffe, gemeinsam mit der Kontakt- oder „Kluft"gruppe sedimentärer Mitteltrias, und die untere Scholle der Werfener Schichten drehen mehr und mehr gegen NO und steigen in dieser Richtung im Gelände an. Der Mendolakalk der Felsen ist sehr weiß und kristallinisch, genau wie an den Sumelahängen und an den südwestlichen. Die sichtbare Mächtigkeit schwankt außerordentlich, von 15 zu 50 *m*, und erscheint von Zerreißungsspalten und Cleavageflächen in der Richtung NO—SW zerbrochen. An ihrer Basis finden sich Spuren von unterem Muschelkalk, doch kann man bis nahe zum Kamme des Sass Bianc und zum Joche im O keine vollständige Schichtenreihe erhalten.

Die Gruppe der Werfener Schichten im S der Verwerfung ist am Wege von Ciampie zu den Foscachütten (2169 *m*), etwa halbwegs zwischen Val Roseal und dem Kamme des Sass Bianc, gut aufgeschlossen. Die oberen Werfener Schichten treten infolge einer Antiklinalflexur weithin zutage. In etwa 1960 *m* Höhe verläuft das Streichen N 70° W, das Einfallen ist 47° gegen SSW; höher im Gehänge haben wir ein Streichen N 70° O, ein Einfallen 39° NNW. Näher am Sass Bianc erscheinen die Werfener Schichten hangaufwärts in der Richtung NO—SW und NNO—SSW eng zerklüftet und verdreht.

Dann stoßen sie an einer NNO-SSW-Verwerfung gegen den Mendolakalk des Sass Bianc ab.

Die Schubfläche des Sass Bianc.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 18.)

Ein hoher Kamm (2340 *m*) SO von Sass di Rocca führt von Meza Selva und Val Nicolo zum „Pra di Contrin" oder zur Contrinalpe.

Das Kalkgebirge des Col Ombert erhebt sich im SO des Kammes, und im N sieht man noch immer die dunkeln Eruptivfelsen von Sass de Rocca. In der Nähe dieser bilden zwei Felsen aus kristallinischem, weißem Kalk ein Merkzeichen für eine Wegkreuzung bei 2439 *m*, die sich ganz dicht bei dem tieferen der beiden befindet. Der obere Felszacken ist als „Sass Bianc", „weißer Stein", bekannt, und hat 2575 *m* Höhe.

Nähert man sich von W, von Foscac, her, sind die Schichten unter diesem Felsen die glimmerreichen, hellroten oberen Werfener Schiefer. Die Verwerfungsfläche zwischen diesen und dem Mendolakalk des Sass Bianc ist senkrecht, die gegenüberliegenden Wände sind tief zerschnitten, zeigen horizontale Harnische und auch ein horizontales Wellensystem von Sätteln und Mulden. Man kann sie zu beiden Seiten der Verwerfung, wo sie voneinanderklaffen, und ebenso auf der breiten Verwerfungsfläche des Mendolakalks klar erkennen.

In der Nähe der Verwerfungsfläche sind die Werfener Schichten in eine Reihe einzelner Keile zerschnitten und zerquetscht und weisen gedrehte Flächen in steil aufgerichteter Lage, mit einem Streichen ONO, NO oder NNO auf.

Nordwärts zeigt der untere Muschelkalk und der Mendolakalk oberhalb der Werfener Schichten dieselbe Aufrichtung und enge Verdrehung der Schichtenflächen gegen NO oder NNO und ein steiles Einfallen nach W.

Auf der Ostseite der Verwerfung wurde der Mendolakalk abgesenkt. Er ist nahe an der Verwerfung in der Richtung N 20° W senkrecht geklüftet und zertrümmert. Die Schichtenlagen wurden aus NNW nach NW und WNW gedreht oder, genauer gesagt, aus WNW nach NW und NNW, da das ursprüngliche Streichen WNW—OSO war. Der zackige Grat des Sass Bianc (weißer Stein) entspricht den steil aufgerichteten Köpfen der gedrehten Schichtenlagen.

Wir haben hier ein gutes Beispiel für eine Torsion, wo ein schmaler Gewölbesattel in der Richtung NNO—SSW über die Nordabdachung eines WNW-OSO-Gewölbes gelegt wurde. Das Diagramm (S. 192, Fig. 30) zeigt, wie die Schichten gehoben und zu beiden Seiten nordwärts abgelenkt wurden. Das wirkliche Beispiel fügt zu dem Diagramm eine Verwerfungsfläche durch den von NNO nach SSW gerichteten Gewölbesattel mit horizontaler Verschiebung beiderseits und einer Verfrachtung der Ostseite verhältnismäßig mehr gegen S.

In der Scholle auf der Westseite, beim Punkte, der mit 2439 *m* in der Karte verzeichnet ist, stehen oberhalb des Kalks Augitporphyrit und Tuffbreccien an, die Brocken von Kalk und Porphyrit enthalten.

Infolge des kleinen Maßstabes der Karte war es unmöglich, diese Breccien in derselben auszuscheiden. Sie stehen auch östlich der Verwerfung an, wo sie gemeinsam mit dem darunterliegenden Mendolagestein tief eingesenkt wurden.

Eine weitere Verwicklung zeigt sich östlich des gestörten Mendolagesteins, auf der Contrinseite des Jochkammes. Die sandigen Kalke und Schiefer der oberen Werfener Gruppe wurden in ein System enger Falten gelegt, welche NNO—SSW streichen und westwärts auf die gestörte Zone der Tuffe, des Mendolagesteins und der überlagernden Schichten des unteren Muschelkalks überkippt und überschoben wurden. Die Faltungen werden von unzähligen flachen Ebenen differentialer Abscherungen und Gleitungen innerhalb der Schichten geschnitten. Tiefere Horizonte wurden auf jüngere überschoben und walzten diese aus.

Weiter im O nehmen oberpermische und untere Werfener Schichten des Col Fersuoc teil an dieser Überschiebung der älteren Gesteine gegen W, und die Bewegung bewirkte innerhalb der Schichten manche Komplikationen.

Die Schubfläche unterhalb der oberen Werfener Schichten fällt im höheren Teile mit etwa 40° nach OSO; in den tieferen Niveaus ist sie steiler. Bei Punkt 2439 *m* liegen die oberen Werfener Schichten auf dem Kamme; sonst halten sie sich meist auf der Ostseite des Sass Bianc. Die Tuffbreccien unter der Schubfläche sind für eine gewisse Mächtigkeit in Mylonit verwandelt, der meist Kalk- und Porphyritstücke, aber auch Brocken von oberen Werfener Schichten enthält. Alle Gesteine an der Hauptfläche sind stark geglättet.

Die Tuffbreccien mit einigen kleinen Störungen setzen sich auf der Westseite der aufgeschobenen oberen Werfener Schichten gegen N fort und bilden die schmale Zone eruptiver Schichten, zu welcher die auffallende Masse der „Torre Dantone" gehört.

Diese Zone bildet die Fortsetzung der gestörten Schichten des Sass Bianc und ist nach abwärts verworfen zwischen den gehobenen oberen Werfener Schichten der Westseite und den von O her aufgeschobenen Werfener Schichten, während die Werfener Schichten von Ciamp de Mez die Fortsetzung der aufgeschobenen Gruppe auf der Ostseite des Sass Bianc gegen N hin bedeuten.

Die Vertikalverwerfung des Sass Bianc kann nordwärts verfolgt werden. Auf der Westseite bildet Mendolakalk sowohl nach N wie nach S hin einen Grat, den eine gut aufgeschlossene Gruppe der hellroten Mergel, gutgeschichteten, dolomitischen Kalke und grauen, knolligen Mergel der oberen Horizonte des unteren Muschelkalks unterlagert. Die Mergel und der Kalk besitzen bei Punkt 2370 *m* eine Mächtigkeit von 15 *m*; sie streichen N 70° O und fallen mit 54° nach NNW ein. Auf der Ostseite kommen Tuffbreccien und Augitporphyrit vor.

Die Schichtengruppe westlich der Verwerfung stellt die Kontakt- oder „Kluft"gruppe mit den eingedrungenen Lagergängen dar, und die Beziehungen der eruptiven Schichten mögen hier kurz festgelegt werden.

Der massige Mendolakalk des Sass Bianc geht in seinen höheren Horizonten in geschichteten, bituminösen Kalk über, in welchen ein Lagergang von Augitporphyrit reich an Plagioklas eindringt, am meisten den Lagergängen im Kalk des Sass Rocca ähnlich. Dieser Kalk wird auf der Ostseite von groben Tuffbreccien überlagert, während sich auf der Westseite ein fast senkrechter Gang zeigt, der die Lagergänge und feinen Porphyritadern in den Kalk entsendet. Eine geringe Menge von knolligem und kieseligem Buchensteiner Kalk ist an einer Stelle erhalten geblieben und wurde ebenfalls von Lagergängen durchsetzt. Die Nordseite des Sass Bianc ist also die Fortsetzung des Randes des eruptiven Gebietes.

Im W kommen die Buchensteiner Kalke ausgedehnter vor.

Die Schichtenreihe ist von den höheren Horizonten nach abwärts folgende:

4. Gruppe gutgeschichteter Knollenkalke, voll von gelb verwitternden Hornsteinkonkretionen, durchdrungen von dünnen Lagergängen; etwa 8 *m* mächtig.
3. Grobe Tuffbreccien mit Einschlüssen großer, linsenförmiger Gruppen der gebänderten und knolligen Buchensteiner Kalke, kleinerer Brocken der verschiedenen Buchensteiner Horizonte und von Varietäten des Augitporphyrits; etwa 20 *m* mächtig.
2. Dichtkörnige Tuffe von stark verändertem Aussehen, grünlich oder rostfarben, verbunden mit Lagergängen von Augitporphyrit.
1. An der Basis die geschichteten, blaugrauen Kalke und die harten Krinoidenkalklagen des alpinen oberen Muschelkalks, durchsetzt von Porphyritlagergängen und nach unten in Mendolakalk übergehend, in den ebenfalls Lagergänge eindringen.

Die ganze Schichtenfolge ist ein Teil der randlichen Wand im S der eruptiven Spalte. Sie wird hier von einer Verwerfungsfläche begrenzt, die sich mit 70° nach N neigt und an deren Nordseite Augitporphyrit ansteht, der eine geglättete und veränderte Kontaktfläche aufweist.

Mit dem Augitporphyrit verbunden erscheinen sehr grobe Tuffagglomerate, die fast ganz aus Porphyritbrocken und aus wenigen Kalkeinschlüssen bestehen. Es ist ein typisches Kluftagglomerat und geht nach oben in die groben Tuffbreccien über, welche sich gegen N hin ausbreiten und die Hauptmächtigkeit des eruptiven Materials von Sass Rocca, Sass Nero und Torre Dantone vorstellen. Die Breccien zeigen in den höheren Horizonten grobe Sedimentation und werden von den Palagonittuffen überlagert.

Die Übereinstimmung in der Beschaffenheit hier und bei Meza Selva und Mairins ist so groß, daß der ursprüngliche Zusammenhang der eruptiven Schichten nicht bezweifelt werden kann.

Diese Gruppe wurde schräg zu ihrem Hauptstreichen ONO—WSW aufgewölbt. Die spätere Aufwölbung hat die Richtung N 15° O, und die Scholle von Torre Dantone ist eine Einsenkung im O der Aufwölbung. Die NNO-SSW-Verwerfung zieht hier zwischen der Einsenkung und dem wirklichen Scheitel des Gewölbes durch, an dessen Westseite die Schichten steil gegen W einfallen und gegen die Verwerfung gedreht erscheinen.

Die NNO-SSW-Verwerfung kann zusammenhängend nordwärts bis zum Col-Laz-Gebirge verfolgt werden.

Die allmähliche Verschmälerung der eruptiven Schichten in diesem Gebiete wurde bereits oben beschrieben (S. 105). Die unterste Gruppe der Tuffbreccien, voll von Fragmenten der Buchensteiner Schichten, ist am Sass Bianc nur 20 *m* mächtig, hat aber etwas weiter im W ober Meza Selva eine Mächtigkeit von 150 bis 200 *m* und setzt sich in dieser Mächtigkeit in das südwestliche Gebirge fort.

Da außerdem das ursprüngliche mittlere Gebiet zwischen Fassa und Sass Bianc in die Überschiebungsmasse der Westseite von Buffaure eingeschlossen ist, und die Tuffbreccien in ihm eine so große Mächtigkeit erlangen, können wir bestimmt von diesen sagen, daß sie ihre Hauptanhäufung in der Mitte und im S des Massivs erlangen, im O und W rasch abnehmen und im N fast fehlen. Sie bezeichnen unzweifelhaft die frühesten Ergüsse im Buffaure-Eruptionsgebiet und sind „Kluft"breccien.

Aus ihrer Verteilung, mehr noch aus ihrer groben, agglomeratischen Beschaffenheit in der Schlucht von Drio le Palle im W und Ciampaz und Sass Nero im O, kann man urteilen, daß sich die älteste Spalte in dieser allgemeinen WNW-OSO-Richtung erstreckt und äußerst rasch gegen SW ausgedehnt habe, wo sie mit Querspalten vereinigt wurde.

Die zahlreichen Gänge und Lagergänge in den Schichten auf der Westseite geben eine Andeutung, wie die Ausdehnung der Spalte südwärts erfolgte. Wir haben in den Gängen und Breccien den Beweis für eine Anzahl von

Querklüften und Ausdehnungen der Spalte in den Perioden der Ausbrüche und für Verschiebung des Südrandes der Kalkschichten an einigen Stellen. Die Querrisse lockerten die Gesteine, und Oberflächenhorizonte stürzten da und dort ein; von Zeit zu Zeit traten parallel zu den Spalten neue Absenkungen ein.

Im Gebiete von Meza Selva und Mairins wurde der ganze Rand, der die eruptiven und kalkigen Schichten einschließt, im Vergleiche zu seiner Lage in der mitteltriassischen Zeit nachträglich weiter gegen S gedrängt, und das allgemeine Schichtenstreichen ist nun ONO—WSW. Im Sumelagebiete wurde der Rand gegen die Richtung NNW—SSO abgelenkt, und das allgemeine Streichen verläuft nun in dieser Richtung.

Zusammenfassung.

In Zusammenfassung der Beobachtungen auf der Südseite kann gefolgert werden, daß, während in den mitteltriassischen Epochen eruptiver Tätigkeit die ersten großen Ausbrüche vulkanischer Gesteine an Öffnungen erfolgten, die mit einer in der Richtung von WNW nach OSO verlaufenden Zone von Spalten zusammenhingen, eine Anzahl von Querrissen den Wall aus sedimentären Schichten, der im S angrenzte, zerrüttete, und frische Einbrüche von Zeit zu Zeit von den Randgesteinen her eintraten.

Im Hinblick auf die späteren Deformationen sind die Hauptmerkmale:

1. eine steile Flexur gegen S als Teil eines deutlichen Gewölbes, das sich in der Richtung WNW—OSO durch die Hänge von Toal-longo, Cigolon, Buffaurealpe, Mairins, durch die Montagne di Pozza und den Sass Rocca hinzieht;

2. eine Querfaltung mit NNO-SSW-Achsen; die Entwicklung von O-W und NNO-SSW-Verwerfungen;

3. infolge stärkeren Drucks von O her die Aufhebung und Überkippung einer großen Querfalte von der Buffauresynklinale gegen W und das Durchschneiden dieser Falte durch O-W-Brüche und gegen O geneigte Schubflächen; die Entwicklung mehrerer Schubkeile und ihre Anhäufung mit steilen Flexuren gegen W, an die Fassatal-Querantiklinale anstoßend, als die westliche Stirn der hiesigen Schubbewegungen; die Unterschiebung in diesem Gebiet des westlichen Synklinalrandes von Buffaure.

Wegen der Hemmung dieser Schubbewegungen, wo sie die älteren WNW-OSO-Antiklinalen in den nördlichen und südlichen Teilen des jetzigen Buffauregebiets getroffen haben, bekam das Streichen des Stirnrandes eine Krümmung gegen W. Das Hauptstreichen in den Sumelabach Abhängen ober Fassatal ist also NW-SO;

4. in der Contrinalpe im O die Entwicklung einer weiteren Überschiebung gegen W, von geringem horizontalem Betrage, aber von tektonischer Bedeutung, wie am Ciamp de Mez und Sass Bianc gezeigt wurde. Diese Überschiebung verläuft von WSW nach ONO und trat längs der NNO-SSW- (N 10° O) Hauptverwerfung ein, die das NNO-SSW-Gewölbe von Sass Bianc im O des Buffauregebiets schneidet;

5. die weitere Wirkung der Kräfte im Sinne der Querfaltung hat Verfaltungen und Biegungen in den schon in Schubkeilen verteilten Schichtenmassen hervorgebracht, auch manche späteren Verwerfungen in verschiedenen Richtungen an den Verschiebungen. Von diesen sind im Südbuffaure die NNO-SSW-Brüche die wichtigsten, obwohl auch welche in NW-SO und N-S-Richtungen vorkommen.

Die Contrin Alpe und das Collaz Gebirge.

Der Varoskamm.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 20.)

Der Varoskamm erhebt sich zwischen Ciamp de Mez und Torre Dantone im W und Pra di Contrin oder Contrinalpe im O. Er kann vom Contrinschutzhause aus, am Ursprunge des Contrintales, das vom Italienischen Alpenklub für Benützung von Touristen und Besteigern der Marmolata bewirtschaftet wird, am bequemsten besucht werden.

Die tieferen Hänge der Contrinalpe, südwestlich des Contrinhauses, bestehen aus eng gefalteten, hoch aufgewölbten oberen permischen Schichten, welche die fossilführenden Kalke, Gips führenden Mergel und Rauhwacken der Bellerophongruppe einschließen. Sie wurden von wiederholten Rutschungen betroffen. Im N und S dieses Gewölbes stehen die Werfener Schichten an und setzen sich bis zum Talboden hinab fort. Sie werden ebenfalls an beiden Seiten von Gastropoden-Oolithen und den rötlichen, sandigen Kalken mit *Naticella costata* und anderen Fossilien der oberen Werfener Gruppe überlagert. Das allgemeine Streichen ist ONO—WSW.

Benützt man den tieferen Steig vom Contrinhause, der unterhalb der Erdrutschungen bleibt, führt er nahe beim Schutzhause zunächst über untere Werfener Schichten des südlichen Gewölbeflügels, deren Einfallen ein solches gegen SSO ist. Der Weg quert hierauf die permischen Schichten und steigt an deren Nordseite langsam durch die unteren Werfener Horizonte des Nordflügels an.

Die Seiser Kalke sind gefaltet, zeigen in 1925 *m* Höhe noch immer ein Einfallen nach SSO und deuten so eine Knieflexur oder Überkippung des Gewölbes an. Beim Punkte, der mit 2060 *m* in der Karte vermessen erscheint, ändert sich das Einfallen endgültig in ein solches gegen NNW. Die Neigung wird sehr steil, die Schichten stehen dann senkrecht

und sind stark zerbrochen. Ihre Überkippung gegen W ist nun deutlich sichtbar und in 2006 *m* Höhe befindet sich eine geglättete, senkrechte Verwerfungsfläche, auf deren Westseite die Schichten abgesenkt erscheinen. Die Horizonte, welche im W zutage treten, sind jene mit *Pseudomonotis Clarai,* und auf ihnen liegen die dunkelroten und graulichen, auf den Schichtenflächen glimmerigen, sandigen Mergel der oberen Werfener Schichten. Die älteren Schichten stehen höher an als die jüngeren und fallen steil nach SSO ein.

Folgt man dem Steige nach aufwärts, erreicht man eine Stelle, wo die Schichten nicht mehr in überkippter, sondern in normaler Lagerung erscheinen und steil mit 60° nach NNW einfallen. Da die Flexur durch diese Masse durchzieht, bedeutet diese rasche Änderung torsionale Abscherung innerhalb der Masse.

In einiger Entfernung gegen W wird die gesamte Schichtengruppe von einer senkrechten Verwerfung in der Richtung N 60° O geschnitten, an welcher der Muschelkalk, der Mendolafels und die eruptiven Schichten im N abgesenkt sind. Sie ist in einer tiefen Schlucht aufgeschlossen, die sich unterhalb 2100 *m* durch die Hänge von Toai dei Cavai hinzieht. Auf der Südseite der Verwerfung befinden sich die höchsten Horizonte der unteren Werfener Schichten, welche *Pseudomonotis aurita* und *Pseudomonotis inaequicostata* enthalten, und die dunkelroten, glimmerigen und sandigen Mergel und mergeligen Kalke der oberen Werfener Gruppe mit *Pseudomonotis tenuistriata.* An der oberen Kante des Steilhanges sind sie in schmale Falten gelegt, doch zeigen sie im ganzen flaches Einfallen. Dann erscheinen sie in Form einer Flexur nach NNW steil nach abwärts gebogen und stehen senkrecht. Die Schichten sind stark geklüftet und weisen polierte und geglättete Oberflächen auf. Die härteren Schichten bauen einen vorspringenden Rücken auf, der aus den senkrechten oder steilstehenden Platten zwischen zwei benachbarten Furchen besteht.

Die Schichten auf der linken Seite der Verwerfungsschlucht untersucht man am besten, wenn man vom Contrintale aus im SW der Brücke bei 1782 *m* in die Schlucht hinaufsteigt. In einer Höhe von 2015 *m* steht auf der linken Seite eine Gruppe der grauen, geschichteten Kalke des unteren Muschelkalkes mit Myophorien an, die von Augitporphyrit durchsetzt wird. Die Kalke sind schwach dolomitisch und an den Kontaktflächen mit dem Porphyrit verändert. Die Mächtigkeit der Schichtengruppe beträgt etwa 20 *m*; sie liegt auf sandigem, dünnschichtigem Dolomit, der mit grauen, sandigen Schiefern wechsellagert, die gelegentlich Pflanzenreste und Gervillientypen führen. Die ganze Schichtengruppe streicht ostwestlich, fällt mit 70° nach Norden und zieht gleichstreichend unter den zertrümmerten Schichten und Eruptivbreccien des Mendolakalkes, des Augitporphyrits und der Tuffe durch.

Etwas höher oben stehen die roten, mergeligen Schiefer und geringmächtige rote Konglomerate des unteren Muschelkalks an und steigen gemeinsam mit den sandigen Schiefern an; in etwa 2040 *m* Höhe fallen sie mit 76° gegen N 5° W ein.

In einer tiefen Furche auf der Nordseite, parallel mit der Schlucht, erstreckt sich in der Richtung NO—SW eine Wand aus Mendolakalk, durch welche NNW-SSO-Verwerfungen schneiden. An manchen dieser Verwerfungen wurden schmale Keile roter Mergel in die Mitte des Kalkes hineingepreßt. Die Keile sind senkrecht und liegen an den Seiten von Verwerfungen, deren gegenüberstehende Flächen poliert und gefurcht sind.[1]

Bei 2085 *m* fällt diese Wand aus Mendolakalk steil unter die grauen, gutgeschichteten Kalke des unteren Muschelkalkes ein, die mit jenen auf der linken Seite der Schlucht zusammenhängen. Die Kontaktfläche zwischen diesen und dem Mendolakalk hat nun die Richtung NNW—SSO, sie ist zu den geringeren Verwerfungsflächen, die man im Mendolakalk beobachten kann, parallel.

Wenn die Störung westwärts verfolgt wird, kommen Werfener Schichten in dem Schubkeile oberhalb des unteren Muschelkalks vor und stehen mit jenen der Verwerfungszone in Verbindung.

Diese Umkehrung der Schichten und Verschiebung nach W bzw. NW zeigt, daß hier die Schichten einer überkippten Knieflexur von einer gegenfälligen Verwerfung geschnitten und über den unverbogenen Mendolakalk verfrachtet wurden.

Die Verwerfungsfläche streicht in der Richtung NW—SO aus und kann bis zu einem Punkte oberhalb der Klippen aus vermischtem Mendola- und Eruptivgestein verfolgt werden, wo eine lange Schlucht vom Nordende des Varoskammes herabzieht. In 2160 *m* Höhe, am Kamme, welcher die rechte Seite der Schlucht bildet, stehen bunte obere Werfener Mergel und Gastropoden-Oolithe an, die kleine Naticas, Hollopellas und Pectiniden enthalten und mit grauen, kalkigen Schiefern wechsellagern. Die Schichten sind stark zerquetscht und voll von Harnischflächen. Sie streichen N 65° O und stehen fast senkrecht. Die linke Seite der Schlucht besteht aus lichtgrauem Mendolakalk. Etwas tiefer unten kreuzen die oberen Werfener Schichten die Schlucht, und die roten Schiefer überlagern den Mendolakalk an einer Schubfläche, die N 40° O streicht und mit ungefähr 40° nach SO einfällt. Die Schubfläche wird von mehreren kleinen Querverwerfungen zerschnitten, demzufolge sie rasch ansteigt.

Der Mendolakalk unter der Schubfläche endet wenig unter dem Varoskamm und die darübergeschobenen Werfener Schichten erstrecken sich weiter nach W, zwischen dem Kalk des Varoskammes und dem Mendolakalk unter diesem auf der linken Seite der Schlucht. In den tieferen Horizonten erscheinen die zwei Gruppen gemeinsam in der Richtung NO—SW verfaltet (vgl. Taf. XXII, Prof. 18).

Es ist klar, daß die aufgeschobenen Werfener Schichten an dieser Stelle die verschobene Fortsetzung der senkrechten Werfener Schichten bedeuten, welche etwas südlicher an den unteren Hängen unterhalb 2100 *m* Höhe anstehen.

[1] Die Details waren hier zu fein, um in der geologischen Karte zum Ausdruck zu gelangen.

Die aufgeschobenen Werfener Schichten biegen rund um das Nordende des Varoskammes herum und sind steil gegen die Ostseite der Felsen aufgeschoben, die vom ersten Gipfel des Kammes herabziehen. Dann setzen sie sich nach S fort, neben dem Grate an ihrer Ostseite und in ungleichförmigem Kontakte mit diesem längs einer steil geneigten Verwerfungsfläche.[1]

Die Zone des unterschobenen Mendolakalks setzt sich in dem Varoskamme fort und bildet den nördlichsten Gipfel desselben, der mit 2308 *m* in die Karte eingetragen ist. Der Kalk ist sehr zerklüftet, und an seiner Basis treten auf der Westseite kleine Aufschlüsse von Schichten des unteren Muschelkalks zutage. Der Kalk wird von Augitporphyrit überlagert, in welchem Blöcke von Mendolakalk stecken, und ist stark zertrümmert.

Der Porphyrit reicht am Kamme beinahe bis zum Punkte 2420 *m*, dem höchsten Gipfel desselben, der aus Mendolakalk besteht.

Sowohl im O wie im W liegen an den Abhängen des Kammes an dieser Stelle dunkle Tuffbreccien, welche kleine Brocken von Kalk und Porphyrit enthalten, auf dem Mendolakalk, ja scheinen beinahe in diesen einzudringen. Sie ähneln den „Kluft"breccien am Grate des Sass Bianc.

Etwa 100 *m* südlich der 2420-*m*-Isohypse queren graue Kalke der Gruppe des unteren Muschelkalks, senkrecht aufgerichtet, den Kamm. Sie werden südwärts von hellroten Mergeln mit Glimmer und einer geringen Gruppe roter Konglomerate, die etwa 3 *m* mächtig ist und mit rötlichen Mergeln abwechselt, überlagert.

Die nächsten Horizonte sind die roten, sandigen oberen Werfener Schiefer, in welche sich ein Gang von Augitporphyrit einpreßte.

Diese Schichtenfolge wird von einer ostwestlichen Verwerfung unterbrochen. Tuffbreccien mit ziemlich großen Blöcken von Mendolakalk stehen wieder am Kamme an und werden von Augitporphyrit, reich an Feldspat und mit großen, wohlgeformten Augiten, überlagert. Der Augitporphyrit weist Einschlüsse von Kalk auf und liegt auf zertrümmertem Mendolakalk. Er läßt eine Anzahl geglätteter und polierter Oberflächen erkennen und ist gemeinsam mit dem Mendolakalk in der Nähe des Punktes 2430 *m* sehr zerquescht und zerklüftet. An dieser Stelle kreuzt eine weitere Ostwestverwerfung den Varoskamm.

Die dunkelroten und grauen, glimmerhältigen und sandigen Mergel der obere Werfener Schichten erscheinen im S dieser Verwerfung verhältnismäßig gehoben und zeigen sehr verwickelte Lagerungen. Die dunkelroten Mergel stehen zunächst senkrecht und streichen N 50° W; einige Schritte gegen S fallen sie südwärts und sind gemeinsam mit den hellroten Konglomeraten und Mergeln des unteren Muschelkalks eng und steil verfaltet. Weiter gegen S treten über der enggefalteten Schichtengruppe die nächsthöheren Horizonte des unteren Muschelkalks zutage, graue Mergel mit *Holopella gracilior,* die mit 40° nach SSO einfallen.

Die grauen Mergel werden den Kamm entlang von den oberen Horizonten der Gruppe überlagert, von gelb verwitternden, dolomitischen Kalken in Wechsellagerung mit rötlichen und lichtgrauen, spaltbaren Schiefern und einer 2 *m* mächtigen Gruppe grauvioletter Schiefer. Diese Gruppe ist dann gegen eine Zone fein zertrümmerter, grauer Kalke und zerquetschter, roter und grauer Schiefer aufgerichtet, welche von einer Verwerfungsfläche, die in der Richtung WNW—OSO durch den Kamm zieht, geschnitten werden. Südlich der Verwerfung, in 2442 *m* Höhe, steht wieder lichtgrauer Mendolakalk an.

Die Verwerfungsfläche ist horizontal geglättet, der Mendolakalk nach verschiedenen Richtungen voll von Scherflächen, geglätteten Rissen und Cleavagen. Die Furchung im Kalke ist häufig senkrecht, und das Gestein ist dort, wo schiefe Scherflächen dasselbe durchschneiden und differentiale Bewegungen in der Masse eintraten, stark zertrümmert. Der Kalk erstreckt sich für eine ziemliche Entfernung längs des Kammes und bildet den deutlichsten Zug in der Landschaft, da sich die stark zerklüfteten und gestörten Schichtenplatten von den weicheren Gesteinen an ihrer Basis abheben.

Die Westseite des Mendolakalks wird in der Richtung N 15° O von einer wichtigen Verwerfungsfläche begrenzt, die ihn von den oberen Hängen von Ciamp de Mez abtrennt. Der lichtgraue Mendolakalk im O der Verwerfung fällt nach W ein und steht an der Störungsfläche in Kontakt mit mattgrauen, mergeligen Kalken, die zum unteren Muschelkalk zählen, von NW nach SO streichen und mit steilem, aber veränderlichem Winkel gegen NO einfallen. Sie scheinen sich um den Mendolakalk aus der Zone des unteren Muschelkalks, der sich an dessen Nordseite befindet, herumzudrehen und zu schlingen. Der Kalk wurde aus dieser Zone abgesenkt.

Der Mendolakalk wurde auch an seiner Süd- und Ostseite verworfen. Auf der Südseite sind die Schichten sehr eng gefaltete, graue, plattige Kalke und Schiefer, die zu unteren Werfener Horizonten gehören, mit einem wechselnden Streichen entweder von NNO nach SSW oder von NNW nach SSO. Sie liegen auf dunkelgrauem, gut geschichtetem Lumachellenkalke, der schwarze Fossilien führt und der Bellerophonkalkgruppe angehört.

Tiefer unten stehen am Südabhange die unteren Horizonte und Gips führenden Mergel dieser Gruppe an. Es muß also eine Verwerfungsfläche von bedeutender Sprunghöhe zwischen dem Mendolakalk, der die südlichsten Felsen des Varoskammes bildet, und den unteren Werfener und oberen permischen Schichten des Col Fersuoc durchziehen.

[1] Der Passo di Contrin führt von Col Fersuoc SO nach den Felsen von Col Ombert. Auf S. 105 werden diese beschrieben. Das entsprechende Profil findet sich auf Taf. XVIII, Prof. 25.

Alle Schichten am Col sind sehr eng gefaltet und geklüftet. Obwohl die Verwerfung hier senkrecht steht, scheint sie doch die Fortsetzung der überkippten Verwerfung im nördlichen Teile von Varos zu sein.

Die Störung hält sich eng an die Felsen aus Mendolakalk und dreht rings um deren Ostseite aus der nordöstlichen Richtung bei Col Fersuoc in die nordnordöstliche, mit dem Varoskamm parallele. Die Verwerfungsfläche ist in den hohen Niveaus der Ostseite nicht wohl aufgeschlossen, da die Hänge fast ganz von Wiesen bedeckt sind, doch lassen sich mehrere Horizonte der Werfener Schichten erkennen, die im allgemeinen von NO nach SW streichen und nach SO einfallen. Die Verwerfungsfläche wird in ihrem weiteren Verlaufe gegen N steiler und geht in die überschobene Fläche am Nordende des Varoskammes über.

Zusammenfassung.

Der allgemeine Aufbau des Varoskammes kann in Übereinstimmung mit obigen Beobachtungen als eine gefaltete Serie der oberen Werfener Schichten, des unteren Muschelkalks, Mendolakalks und eruptiver Schichten beschrieben werden.

Die Faltungen verlaufen hauptsächtich in der Richtung N 80° W und wurden parallel zu dieser Richtung zerbrochen, so daß zwei Verwerfungszonen von oberen Werfener Schichten und unterem Muschelkalk nun in jener Lage erscheinen, wo die Faltensättel lagen, und zwischen Verwerfungszonen von Mendolakalk und eruptiven Schichten, welche den Mulden der ursprünglichen Serien entsprechen.

Die ganze Schichtenreihe wurde in die späteren Nord-Süd- (N 10°—15° O-) Faltungen einbezogen und bildet in diesem Systeme, verglichen mit dem hohen NNO-SSW-Gewölbe der Contrinalpe im O, einen Teil einer abgesenkten und lokal unterschobenen Zone.

Zwischen diesen Faltungen zieht eine NNO-SSW-Verwerfung mit Absenkung auf der westlichen oder Varosseite durch. Auf der Westseite von Varos befindet sich Ciamp de Mez, ein schmales Wiesenland, das von der nördlichen Fortsetzung der aufgeschobenen Werfener Schichten der Schubfläche von Sass Bianc eingenommen wird. Obwohl sie in sich Störungen, zahlreiche differentiale Abscherungen, aufweisen, stellen sie doch die ursprüngliche Basis des unteren Muschelkalks und Mendolagesteins vor, die im O des Varoskammes abgesenkt wurden. Mithin wurde der Kamm von der Scholle der Contrinalpe im O und jener von Ciamp de Mez im W abgesenkt. Von der Seite der Contrinalpe her verursachte ein westlicher Schub nördlich des Varoskammes lokale Überschiebung der Werfener Schichten auf Mendolakalk.

Die Schubfläche westlich von Ciamp de Mez.

(Taf. XVII, Fig. 63.)

Der Schubfläche, welche zwischen den Werfener Schichten von Ciamp de Mez und dem Mendolakalk der unteren Felsen von Sass Bianc im W beschrieben wurde, muß nun gegen N hin gefolgt werden. Sie kann durch Ciamp de Mez in der ungleichförmigen und geneigten Kontaktfläche zwischen den gehobenen Schichten des unteren Muschelkalks und den oberen Werfener Schichten im O und den eruptiven Schichten im W erkannt werden. Sie ist im Bette jenes Baches wirklich gut aufgeschlossen, der im N von Ciamp de Mez herabfließt, dort, wo er seinen Weg in den Felsen des Mendolakalks erodiert hat.

Der Aufschluß befindet sich in geringer Entfernung östlich des Weges in etwa 2180 *m* Höhe. Auf der rechten Bachseite steht ein grauer, sehr feinkörniger, kalkiger Fels an, der stark geklüftet, aber gut und gleichmäßig gebankt ist, von NO nach SW streicht und mit 37° nach NW einfällt. Die Bänke sind von rötlicher Farbe, führen schlecht erhaltene Bivalven, und die Verfasserin hielt sie bei ihrem ersten Besuche für obere Werfener Schichten. Eine genauere Prüfung erwies, daß die rötliche Farbe lokal und auf das Vorhandensein einer gewissen Menge eisenhältigen, tuffigen Materials zurückzuführen sei.

An anderen Stellen ist das Gestein stark bituminös und neigt zu bänderartiger Struktur. Es geht nach oben und unten in Tuffe über und kann beinahe sicher zu den höchsten Horizonten des alpinen oberen Muschelkalks gerechnet werden. Sie werden von einer Schubfläche geschnitten, an der Mendolakalk überschoben wurde. Die Schubfläche fällt mit 57° nach SO ein, und da die unterschobenen Schichten mit 37° gegen NW einfallen, schneidet die Schubfläche ihre Köpfe fast senkrecht. In guten Aufschlüssen erkennt man, daß die Harnische fast genau ostwestlich, im allgemeinen 5° nördlich von der wahren Westlinie verlaufen.

Die Tuffe unter der Schubfläche sind sehr stark zerquetscht, zertrümmert und geglättet und gehen an ihr in einen Mylonit mit Kalkbrocken über. Der Mendolakalk bildet ein überhängendes, poliertes Dach. Der Ausstrich der Schubfläche bleibt auf der rechten Seite, wenige Meter oberhalb des Bachbetts (Fig. 63).

Die Schubfläche erscheint im W des Kalkes zwischen diesem und der Zone von Augitporphyrit, welche die Tuffbreccien der unterschobenen Scholle überlagert, steiler aufgerichtet.

Etwas weiter im Süden und in höheren Niveaus tritt die Gruppe der den Augitporphyrit überlagernden Palagonittuffe an der Fläche mit dem Mendolakalk in Kontakt. Es sind die Tuffe, welche nordöstlich streichen und den Gipfel der Torre Dantone bilden.

Südlicher, in Ciamp de Mez, treten, nachdem man die Moräne in der Senke überquert hat, auf der aufgeschobenen oder östlichen Seite obere Werfener Schichten zutage, gegenüber von dem Augitporphyrit und den unteren Tuffen, welche die Torre Dantone im Süden unterlagern.

Wenn nun die Schubfläche nordwärts von Ciamp de Mez ins Contrintal verfolgt wird, setzt sich ihr Ausstrich auf eine kurze Strecke in nordöstlicher Richtung vom Profile am Bache weiter fort, bis die Werfener Schichten in der Überschiebungsscholle auftauchen, oberhalb der unteren Tuffe des unterschobenen Keils im W. Auf der Ostseite liegen die Werfener Schichten nicht gleichförmig unter dem Mendolakalk, sondern werden von geglätteten Brüchen und Scherflächen geschnitten. Sie divergieren bald von der Mendolawand in der Richtung NNO und fallen mit 68° nach WNW ein.

Der Mendolakalk streicht in ostnordöstlicher Richtung weiter, und nach und nach, wie das nördlichste Ende des Varos bei Punkt 2308 *m* erreicht wird, tauchen die roten Mergel der Horizonte des unteren Muschelkalks als zerquetschte Linsen unter dem Mendolakalk auf. Es ist einleuchtend, daß dieser Rand eine Reibungsfläche und keine gleichförmige Schichtenfolge bedeutet; der Mendolakalk scheint entlang geneigter Scherflächen eingesenkt und stark zusammengepreßt worden zu sein. Diese Störung beeinflußt trotzdem den Beweis nicht, daß die Werfener Schichten, die sich gegen NNO erstrecken, an der gleichen Überschiebung gegen W beteiligt waren wie die Felsen des unteren Muschelkalks und Mendolakalks im Norden des Ciamp de Mez und des Varoskammes.

Die unterschobenen Schichten am Nordhange gegen das Contrintal sind große, zerbrochene Kalktrümmer, hauptsächlich Mendolakalk, die von Gängen und Lagergängen aus mit Augitporphyrit durchsetzt und mit groben Tuffbreccien vermengt sind. Letztere enthalten sehr zahlreiche Brocken von Buchensteiner Knollenkalken mit Hornsteinen. Sie stellen unzweifelhaft ein Gesteinsmaterial vor, das der östlichen Fortsetzung der Eruptionsspalte von Sass Rocca und Torre Dantone angehört.

Aus obiger Beschreibung folgt: 1. daß die Verwerfungsscholle von Ciamp de Mez im NNO-SSW-System westwärts gegen die Scholle von Sass Bianc und Torre Dantone aufgeschoben wurde; 2. daß ihr abgesenkter oder steil abwärts gebogener östlicher Teil den Varoskamm bildet, welcher selbst abgesenkt und lokal unterschoben wurde im Vergleiche zur nächsten Verwerfungsscholle der Contrinalpe im O. In Übereinstimmung damit haben wir hier eine deutliche Entwicklung einer Überschiebungs-Tektonik, die durch den Westschub verursacht wurde.

Das Collazgebirge.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 16, 20, Taf. XVIII, Prof. 22.)

Im N des Eruptivgebietes von Sass Bianc und Sass Rocca erhebt sich das Collazgebirge mit seinem langen Grate von Gipfeln aus Marmolatakalk. Die Gipfel im Augitporphyrit und in den eruptiven Breccien erreichen im Sass di Rocca eine Höhe von 2618 *m*, jene im Marmolatakalk Höhen von 2662 *m* und 2680 *m* im südlichsten Teile und von 2173 *m* in der höchsten Spitze etwa in der Mitte des Collazgrates. Genau genommen heißt der höchste Gipfelgrat Gran Piccol, und der Name Collaz wird besonders für die Nordwesthänge auf der Seite des Fassatales verwendet. Doch ist es der im allgemeinen gebräuchliche Name.

Die Photographie (Fig. 65) zeigt den Faziesrand zwischen dem Kalke und den eruptiven Schichten an der Südgrenze des Collaz. Der wirkliche Faziesübergang wurde bereits im vorangehenden stratigraphischen Teile beschrieben (S. 105). Die folgenden Seiten sollen den tektonischen Verhältnissen zwischen Collaz und den Abhängen an seiner Ost- und Südseite gewidmet sein.

Die Ostseite kann im Anstiege vom Contrintal aus untersucht werden. Ein entsprechender Steig leitet von 1667 *m* Höhe im Tal aufwärts durch Werfener Schichten, die auf der Contrinseite an der Basis des Collaz weithin zutage treten.

Der Steig muß in 2060 *m* Höhe verlassen und einer steilen Spur gegen W zwischen dem Collazgebirge und Torre Dantone gefolgt werden. Ehe man jedoch diese einschlägt, sollen gewisse interessante Stellen in den Werfener Schichten unterhalb des Weges untersucht werden, wo sie südlich und nahe am Contrintale als eine gestörte Schichtenmasse anstehen.

Die Werfener Schichten, die zu den Übergangshorizonten zwischen den oberen und unteren Horizonten gehören, sind enggefaltet und werden von senkrechten Cleavageflächen zerschnitten. Sie bilden zwei gestörte Gruppen, die von einer geringen Verwerfung in der Richtung WSW—ONO durchsetzt werden (nicht in der Karte eingetragen). Die Gruppe auf der Nordseite biegt steil gegen das Contrintal und weist enge Faltungen auf, deren Achsen N 20° W verlaufen und welche in einiger Entfernung vom Störungsgebiete und höher oben am Collazabhange flacher und regelmäßiger werden. Das Streichen der südlichen Schichtengruppe ist NO—SW, und die Schichten beschreiben eine ziemlich steile Flexur in der Richtung SO gegen eine wichtige Störung im Abhang.

Der Contrinbach schneidet durch die ganze Schichtenfolge zwischen den gestörten Werfener Schichten und dem Marmolatakalk, der bei etwa 1735 *m* im Tal beginnt und bachabwärts etwa 200 *m* weit ansteht. Diese Schichtenfolge, welche die normale Folge im Collaz- und Marmolata-Massiv ist, kann als die „Marmolatakalk"fazies des oberen Fassa- und Fedajatales bezeichnet werden.

Zwischen den Werfener Schichten dieser Gruppe und den vermischten Eruptiv- und Kalkschichten im O steht die stark gestörte, senkrecht geklüftete, steil gefaltete Zone von Werfener Schichten im S der geringfügigen Verwerfung an, welche diese Schichten in der Richtung ONO—WSW durchzieht.

Die Falten sind verdreht, die ganze Zone wird durch die Hauptverwerfungsfläche, welche die Schichtenfolge von Collaz östlich begrenzt, von den gemischten eruptiven Breccien und Kalkfelsen der Talhänge abgeschnitten. Die kleine Verwerfung in geringer Entfernung im W trifft auf diese Hauptverwerfung, die in der Richtung ONO—WSW hinzieht und eine geneigte Fläche mit einem Einfallen von 70° nach WNW aufweist. Es ist ziemlich klar, daß diese Verwerfung kein gewöhnlicher Bruch sein kann, da sie in ihrem weiteren Verlaufe ihre Richtung allmählich mehr und mehr aus NO—SW in eine westliche ändert und es den Anschein hat, daß die angrenzenden Werfener Schichten von Stelle zu Stelle abgelenkt und durch Abscherungsgleitungen in verschiedene Lagen gebracht worden seien.

Die Verfasserin betrachtete anläßlich ihrer ersten vorläufigen Untersuchungen der Contrinalpe[1] diese Verwerfung im wesentlichen als eine steile Schubfläche und die sedimentäre Schichtenfolge des Collaz im Verhältnisse zu den Eruptivschichten der Torre Dantone als Überschiebungsmasse.

Sie betrachtete sie als Fortsetzung der höheren Schubfläche, welche Professor Salomon[2] im Marmolata-Massiv beschrieben hatte und die am Collaz gegen SSW verschoben erscheint. Die ursprüngliche Gestaltung wurde bis zu einem gewissen Grade durch Bruch und Abscherung während der letzten faltenden Bewegungen verwischt.

Diese Ansicht fand keine Annahme, doch die Verfasserin wurde bei einem neuerlichen Besuche des Gebietes nur in derselben bestärkt.

Auf jeden Fall liegt die Kalkfazies hier in sekundärer Stellung auf den eruptiven Schichten; der ursprüngliche Übergang von einer Fazies zur andern blieb nicht erhalten. In diesem Punkte unterscheiden sich die Beobachtungen der Verfasserin von jenen von Mojsisovics und anderen Geologen, und es ist ein wichtiger Punkt, weil von ihm weitgehend die Verhältnisse zwischen der eruptiven Schichtenfolge im Buffaure und der Kalkfazies im östlichen Gebiete abhängen.

Die Verwerfungsfläche kann in der Richtung gegen Torre Dantone beobachtet werden, wo verschiedene Horizonte der oberen Werfener Schichten auf einem zertrümmerten und geschliffenen Mylonit aus Augitporphyrit liegen, und obwohl sie in dieser Richtung selten aufgeschlossen ist, können die Spuren der Zermalmungszone vermittels der verbogenen Bruchstücke von Werfener Schichten, die gepreßte Fossilien enthalten, und der zahlreichen Brocken eines polierten, veränderten und geschliffenen Augitporphyrits verfolgt werden.

Von 2200 *m* an gegen aufwärts werden die Aufschlüsse besser. Von dieser Höhe an wird die regelmäßige Anordnung der Faltungen sehr deutlich sichtbar, in welche die Zone von Mendolakalk in den Felsen des Collaz gegen die Contrinseite gelegt wurde. Sie besitzen dieselbe Richtung, N 25 W, wie jene, welche in den Werfener Schichten bemerkt wurden, aber sie bleiben auf den Mendolakalk beschränkt. In ihrer oberen, kalkig-dolomitischen Abteilung erscheinen die Schichten des unteren Muschelkalks in die Faltungen des Mendolakalks mit eingeschlossen; die unteren Mergel und Konglomerate bilden unregelmäßige Wellungen, die an den verschiedenen Stellen verschieden eng zusammengepreßt erscheinen. Diese Wand des Collaz läßt in der unterlagernden Schichtengruppe die Neigung zu differentialem Verhalten gegenüber der Zusammenpressung erkennen, und der zunächstliegende Mendolakalk erstreckt sich in horizontaler Richtung weiter, die darunter liegenden gemischten sedimentären Schichten sind enger gefaltet, jedoch horizontal weniger ausgedehnt.

Die NNW-SSO-Richtung der Faltungen entspricht jener der Faltungen und geringen Querverwerfungen in den Kalk- und Porphyritfelsen von Toai dai Cavai, welche an der Hauptverwerfung und Schubfläche zwischen Varos und Contrintal liegen.

Der vereinzelt aufragende Fels der *Torre Dantone* erhebt sich gleich im S der Verwerfungsfläche, wo sie mehr gegen W dreht. Die unteren Tuffhorizonte der Torre Dantone haben eine ziemlich genau abgegrenzte Sedimentation, welche von NO nach SW verläuft und mit etwa 40° nach NW einfällt. Die Tuffe enthalten eine große Anzahl von großen und kleinen Blöcken, die beinahe alle von den verschiedenen Varietäten des Augitporphyrits herstammen. Der größte Teil derselben ist sehr feldspatreich mit großen Augiten; es ist derselbe Typus, der in den Gängen und Lagergängen von Sass di Rocca vorherrscht. Andere Blöcke sind voll von Mandelsteinen und erinnern an die Lava in der Mairinsbank an der Südseite von Buffaure. Das Fehlen von Kalkblöcken ist das Hauptmerkmal der Tuffe von Torre Dantone. Es ist gerade das, was man dort erwartet, wo die Eruptionsspalte enger wird.

Ein gewisser Wechsel kann zwischen grau verwitternden, feinen, homogenen Tuffen und den schwarzen Tuffen, in welchen sich die Blöcke anhäuften, festgestellt werden. Gegen die höheren Horizonte erscheinen die eingeschlossenen Blöcke mehr gerundet als in den tieferen.

Zwischen Torre Dantone und dem höheren Grate des Sass Nero zieht eine N-S-Verwerfung durch, welche die gekrümmte nördliche Fortsetzung der Verwerfung von Sass Bianc vorstellt. Die Cleavageflächen der Tuffe, die im O der Verwerfung anstehen, streichen N 15° W und fallen mit 55° nach WSW, d. h. gegen die Verwerfung von Sass Nero. Westlich der Verwerfung bemerkt man in den Palagonittuffen Harnische, veränderliche Aufrichtung der Schichtenflächen gleichzeitig mit Druckschieferung.

[1] Autorin, ib. 1902'03, p. 95 ec.

[2] Salomon, Geolog. u. pal. Studien über die Marmolata, 1895, p. 64 ec.

Auf der Nordseite, gegen Collaz, wird der Kontakt der Tuffe der Ostscholle, der Scholle von Torre Dantone, mit den Werfener Schichten an der O-W-Störung sichtbar, und sie zeigen sich sehr zerquetscht und zerklüftet. Es ist eine Zermalmungszone vorhanden, in der in einer feinen Tuffgrundmasse Werfener Brocken mit solchen von Porphyrit vermengt sind. Die Werfener Schichten streichen hier von ONO nach WSW, fallen nach NNW ein und werden von unterem Muschelkalk überlagert.

Diese Schubfläche und Störungszone kann Schritt für Schritt gegen W quer über den Sattel, der „Forca Neigre" genannt wird, auf die Südseite des Collaz verfolgt werden. Die schwarzen Tuffe mit den Porphyriteinschlüssen stehen am Sass Nero an, doch werden sie gegen die Forca Neigre hin von Mandelstein führendem Augitporphyrit in einer Mächtigkeit von etwa 30 bis 35 *m* überlagert. Er steht an der Verwerfung in Kontakt mit Mendolakalk.

Der Porphyrit zeigt Blockstruktur und ist stark von sekundären Mineralbildungen durchädert. Auf ihm liegen 20 bis 25 *m* mächtige, feine schwarze Tuffe und Tuffbreccien mit zahlreichen Einschaltungen von Adern und mit Zerreibungszonen im Kontakte mit der Schubfläche. In ihrer Mitte kommt eine dünne Lava vor, und sie lassen eine Sedimentation erkennen, welche N 40° O streicht und nach NW einfällt.

Die Tuffe dieser höchsten Stelle treten an der Schubfläche mit Buchensteiner Schichten in Kontakt, die in den Felsen des Collaz eine Mächtigkeit von etwa 20 *m* erreichen. Sie setzen sich aus Knollenkalken mit gelben Hornsteinen und sandigen Kalken zusammen.

Die Zerreibungszone zwischen dem Buchensteiner Kalk und den eruptiven Schichten wird von einem mächtigen Mylonit aus gemischtem und zerquetschtem Gestein eingenommen, der Brocken aus Buchensteiner Kalken und eruptiven Schichten enthält und von geschliffenen Cleavageflächen zerschnitten wird. Dieser Mylonit ist einige Meter mächtig.

Ein Teil der Zerreibungszone enthält außer den Brocken von Tuff, Porphyrit und Kalk manche Stücke von plattigen Schiefern mit Glimmer und graue Kalke, die aus den Werfener Schichten stammen könnten. Nahe daran befindet sich auf der Nordseite, in den aufgeschobenen Schichten des Collaz, eine etwa 6 *m* breite Zone aus senkrecht stehenden, sehr gequetschten, kalkigen Schiefern.[1] Sie sind voll Glimmerblättchen und enthalten im Überfluß die typische Versteinerung der unteren und mittleren Werfener Horizonte: *Pseudomonotis Clarai*. Die Schichten sind nahe der Reibungszone und streichen WNW—OSO. Über diesen stehen die Buchensteiner Knollenkalke an und setzen sich durch die Abhänge des Collaz in nordwestlicher Richtung fort. Die Schubfläche zerteilt sich westlich des Forca-Neigre-Joches. Der Hauptzweig setzt sich in den Buchensteiner Horizonten in der Richtung NW—SO fort. Der andere ist ein Zweig in der Richtung NO—SW, der die eruptiven Schichten von den Kalken abtrennt.

Der Mandelstein-Augitporphyrit unterhalb der Tuffe streicht in einem hohen Niveau gegen den NO-SW-Zweig und setzt sich an der Schubfläche im Kontakte mit dem Mendolakalk auf der Nordseite fort. Diese Verwerfung kann deutlich auf die Südseite des Mendolafelsen weiter verfolgt werden, der in die Karte mit 2458 *m* eingetragen ist und scharf gegen den Augitporphyrit im S abstößt. Die eruptiven Schichten in der Vertiefung auf der Südseite sind nun als Gänge und Lagergänge stark mitten unter den Mendolakalk vermengt, so stark wie in den unterschobenen Schichten unter Punta di Cornate am Contrinabhange des Marmolata-Massivs.[2] Die höhere Mandelsteinlava liegt jedoch ungleichförmig auf einem Fels, der sich vom Hauptvorkommen des Mendolakalks abgelöst zu haben scheint.

Westlich von diesem Punkte ist der Felsgrund stark bedeckt, aber die Kalkwand im S der Höhe 2376 *m* ist scharf abgeschnitten und stellt wahrscheinlich die westliche Fortsetzung der Verwerfung vor. Sie stimmt genau mit der Lage des Kalks bei Punkt 2285 *m*. Der nordost-südwestliche Zweig trifft hier auf die NNO—SSW streichende Verwerfung von Val Roseal, welche durch das Buffaure-Massiv mit Senkung im W durchzieht.

Sämtliche Kalkfelsen im Südteile des Collaz lassen Cleavage von NNW nach SSO erkennen und eine gewisse, in dieselbe Richtung gedrehte Faltung, deren steilere Seiten nach WSW, deren flachere nach ONO liegen. Diese Tatsache kann man auch aus der Karte ersehen, wo die Gesteinsklüfte auf der Westseite des Collaz alle in der Richtung NNW—SSO verlaufen. Die ganze Gebirgsmasse hat die Form eines weiten Gewölbes nach dieser Richtung mit einem Einfallen nach WSW auf der Südseite, nach ONO auf der Nordseite. Da also die Werfener Schichten im inneren Teile der Schubmasse, im Kerne des Gebirges, hoch aufgewölbt und Abscherungen an der Verwerfungsfläche zu bemerken sind, zweifeln wir nicht an ihrem Ausstriche oberhalb des Passes von Forca Neigre.

In den Felsen des Collaz, am hohen Abhange seitlich des Forca-Neigre-Joches und ein wenig weiter westlich als die senkrechten Werfener Schichten, ist im Kalke eine starke Abscherung in der NW-Richtung vorhanden. Sie zweigt von der ostwestlichen Schubfläche in zirka 2500 *m* Höhe ab und tritt in eine Zone von grünlichen Tuffen und Tuffbreccien, von Buchensteiner Hornsteinkalken und gebänderten, eisenhältigen Kalken über. Die Buchensteiner Felsen bestehen aus zerquetschten, knolligen Kalken mit Hornsteinen, und die gebänderten Kalke sind rötlich und enthalten Fossilspuren. Die Tuffbreccie ist von der feinen, wohl geschichteten Art mit dichtvermengten Brocken von Kalk und Porphyrit. Alle diese Horizonte sind stark zerquetscht und verschmälert und streichen ungleichförmig gegen den Mendolakalk der Felsen, die mit 2458 *m* vermessen sind, und zwar an einer Schubfläche, deren allgemeine Richtung NW—SO, mit

[1] Die Autorin hat umsonst versucht, dieses kleine Vorkommen in der geologischen Karte klar zu zeigen; man sieht nur in der Karte den kleinen helleren Fleck zwischen den Buchensteiner Schichten und den Tuffen, der dafür gemeint wird.

[2] Die Schichten unter Punta di Cornate wurden zur Bequemlichkeit der Leser in die geologische Begleitkarte eingetragen, doch wurden die Marmolata- und Cornatealbhänge von der Verfasserin nur flüchtig besucht. Die Schubflächen und Verwerfungen auf dieser Seite sind nach Professor Salomons Arbeit eingetragen.

einer Neigung von zirka 30° gegen NO ist. Sie verläuft im Zickzack durch die Felsen am Westhange des Piccol-Kammes und erhebt sich aus diesen gegenüber von den Buchensteiner Kalkfelsen, welche mit 2230 *m* in die Karte eingetragen sind. Diese Störung bedeutet differentiale Abscherung innerhalb der höheren Kalkfelsen des Collaz und bezeichnet wahrscheinlich den Verlauf des nordwest-südöstlichen Zweiges der Schubfläche.

Diese Beobachtungen liefern also den Beweis, daß auf ihrer Südseite die Collazscholle, die der Marmolatakalkfazies zugehört, in steil überschobener Lage gegen die Eruptivfazies stößt.

Die Ciampaz- oder Westseite des Collaz.

(Vgl. Taf. XVIII, Prof. 23.)

Ciampaz (Campaz) ist das hohe Wiesenland westlich des Collaz. Die Bäche, welche sich dort sammeln, werden am Nordende, in Pian de Salao, für die Wasserversorgung des Dorfes Alba abgefangen, das sich gleich im N, im Fassatale, befindet. Unglücklicherweise wurde durch den Bau einer der besten Aufschlüsse in diesen Wiesen teilweise zerstört, teilweise zugedeckt. Nur ein Teil desselben ist noch sichtbar, und andere Aufschlüsse sind auf diesen hohen Wiesen sehr spärlich. Ein Moränenwall umspannt bei zirka 2100 *m* einen heute verlandeten Seeboden.

Der Weg von Alba führt über Pian da Salao nach diesem alten Seeboden hinauf. Die „Salao"steilstufe besteht aus Augitporphyrit, auf dem der bituminöse Dolomit des unteren Muschelkalks und die Mendolakalke liegen, die von vertikalen Gängen durchbrochen sind. Es sind auch solche, die in die Schichtenreihe als Lagergänge von brecciöser Beschaffenheit eindringen. Die Dolomit- und Kalkstufe ist sehr geringmächtig, da sie bald nach oben in gemischte Eruptivbreccien mit Komponenten sowohl von Porphyrit und Tuffen wie von Kalk und anderen Blöcken der Schichtenreihe übergeht. Diese bilden die Terrasse von etwa 2080 *m* an. In einer höheren Lage von etwa 2120 *m* kommen Buchensteiner Knollenkalke unter den Breccien vor. Die Breccien samt einigen Lagen von Knollenkalk an ihrer Basis stoßen gegen S an eine dreieckige Scholle von steil gestellten, nordfallenden Werfener Schichten (Streichen N 10° O, Einfallen 60° NNW).

Der Harnisch zwischen den Breccien und den Werfener Schichten hat einen zickzackigen vertikalen Verlauf, wo die Breccien mylonitisch geworden und die Werfener Schichten ganz scharf gegen sie abgebrochen sind. Weiter östlich ist der Harnisch steil gegen SO geneigt und die Werfener Schichten sind auf der Nordscholle etwas verschoben.

Die Werfener Schichten sind auch an der Südseite von einer Störungszone begrenzt, wo Schichten der oberen Muschelkalkgrenzzone und des Buchensteiner Alters mit einer Mylonitzone daranstoßen.

Die Schichten an der Südseite sind aber nicht in der Eruptivfaziesentwicklung, d. h. nicht mit den groben Mischbreccien verbunden. Sie sind in einer ausgesprochenen Kalkfazies entwickelt, wo nur schmale Linsen von Tuffen und Einschaltungen von sehr feinen Tuffbreccien spärlich vorkommen.

Der merkwürdige Keil von Werfener Schichten fällt also mit der Grenze zwischen denselben zwei Faziesgebieten zusammen, die um die Südgrenze des Collazberges soeben beschrieben worden sind.

Auf der höheren Terrasse, von 2160 *m* aufwärts, stehen unzusammenhängende Kalkmassen an, deutliche Erosionsreste, die vom Eise abgerundet wurden. Die Masse gleich südlich der Werfener Scholle schließt kleine Vorkommen eines brecciösen Kalks mit feiner Tuffsprenkelung und gelben Hornsteinkonkretionen ein; auch Lagen eines gebänderten Tuffes und bituminösen Kalks kommen vor. Es sind dies wahrscheinlich die geschichteten Horizonte der Grenzzone, welche auf Mendolakalk liegen, und sie gehen nach oben in dichten Buchensteiner Kalk mit Zwischenlagen oder Linsen grüner Tuffe über. Zwei Felsen liegen hier so nahe beisammen, daß sie in die geologische Karte als zusammenhängend und mit der Farbe der Buchensteiner Schichten eingetragen wurden. Das allgemeine Streichen des Kalks in diesen Felsen ist N 40° W, das Einfallen 20° SW.

Am Nordende der Buchensteiner Kalkfelsen befindet sich ein überhängendes Dach aus Kalk und unter diesem eine Gruppe typischer Knollenkalke mit zahlreichen gelben Hornsteinkonkretionen, beinahe horizontal, 5° N, gelagert. Gleich im O, nahe am Wege, fallen die Buchensteiner Schichten mit 70° gegen SW und scheinen gegen NO überkippt. Die Störung verläuft in einer Linie mit jener, die von dem SW-Abhange des Piccol (Collaz) beschrieben wurde, und es ist wahrscheinlich, daß die NW-SO-Verwerfung etwa in dieser Gegend durch die Buchensteiner Schichten ziehe.

Am Collazgehänge, an der Ecke, die mit 2204 *m* vermessen ist, beinahe gegenüber von diesen Aufschlüssen, befindet sich in den Buchensteiner Schichten eine weitere kleine Höhle. Die Felsen sind ein sandiger, grau und grünlich verwitternder Knollenkalk. Sie sind wohl geschichtet — die Lagen wechseln von 5 zu 40 *cm* Mächtigkeit —, steil verbogen und anscheinend gestört. Im ganzen bilden sie unter einem Winkel von 30° eine Flexur gegen N.

Die Schichten, welche am Wege und am Berggehänge auf den Knollenkalken liegen, sind graugelbe dichte Kalke mit Einschaltungen feiner Hornsteinadern und sehr kleiner, gelber Hornsteinknauern.

Zunächst kommen sie wechsellagernd mit klumpigen Buchensteiner Kalken vor, welche sich voll von Hornsteinadern zeigen, und bezeichnen eine allmähliche Übergangsfazies zum typischen, nun folgenden Marmolatakalk. Das Schichtstreichen in den Felsen nördlich des Ecks bei 2204 *m* ist WNW—OSO, das Einfallen NNO.

Die drei mehr südlich gelegenen Felsköpfe bestehen aus kristallinem, porösem Mendolakalk, auch mit spärlichen Tuffeinschaltungen. Im Hintergrund gegen den düstern Eruptivfelsen des Bianc di Roseal und Sass di Rocca liegt ein deutlich ausgebildeter, doppelter Moränenwall.

In diesem hohen Teil des Ciampaz ist leider keine Spur von den tektonischen Störungen erhalten geblieben.

Nun folgen wir den Tuffbreccien im Nordteil der Wiese, um deren Verknüpfung festzustellen. Eine kleine Menge von plattigen Buchensteiner Hornsteinkalken steht auf der östlichen Seite der Tuffbreccien an und unterlagert sie gleichförmig. Sie fallen unter 50° gegen NNW ein. Weiter nördlich, unter den Buchensteiner Kalken, sind folgende Schichtenhorizonte in Reihenfolge nach abwärts erschlossen: in der Bachrunse lichtgraue Krinoidenkalke des oberen Muschelkalks, vermischt mit Lagergängen; dann in der Nähe von Pian de Salao Mendolakalke und gewisse Horizonte des unteren Muschelkalks; hierauf der mächtige Lagergang von Augitporphyrit, der in die darüberliegenden Felsen Gänge und Lagergänge entsendet.

Die Schichten werden durch eine Anzahl geringer Verwerfungen zerbrochen, die aus der Richtung WNW—OSO unter scharfem Winkel in die Richtung NNW—SSO drehen, und stark geklüftet sind. Die Verwerfungen beeinflussen die ganze Schichtengruppe mit Einschluß der Gänge und Lagergänge.

Die ganze Serie bildet ein enges und unregelmäßiges Band, das sich auf der Westseite des Baches in Richtungen von NNO nach SSW erstreckt und offenbar von dem Kalksystem des Collaz tektonisch getrennt hält. Die WSW-ONO-Verwerfungslinie, die sie an ihrer südlichen Grenze von den Werfener Schichten trennt, setzt sich wahrscheinlich weiter gegen NO zwischen ihr und dem Collazhang fort.

Im Weiterwandern von der Seemulde auf der Ciampazterrasse gegen W kreuzt man die höheren Horizonte der Pian-de-Salao-Schichtenfolge. Es sind grobe Tuffbreccien und Agglomerate von der Beschaffenheit von Ergüssen und mit mancherlei Einschlüssen aus den sedimentären Schichten, dann feinere Tuffbreccien aus zerriebenem Porphyrit- und Kalkmaterial, endlich Augitporphyrite, die ihre Fortsätze in die Tuffbreccien entsenden.

Die groben Tuffbreccien an der Basis bestehen außer den Porphyrittrümmern aus größeren und kleineren geschichteten Einschlüssen der oberen Werfener Schichten, unterem Muschelkalk, alpinem oberen Muschelkalk und Buchensteiner Horizonten. Dies zeigt an, daß hier ein tiefer Horizont der Eruptionsspalte zutage tritt und das Gebiet einer Kluftwand, hier der nördlichen, nahe war.

Aus diesen Breccien stammend, liegen über die Wiesen verstreut Blöcke von mylonitischer Beschaffenheit. Sie sind sehr geschliffen und gepreßt und bestehen aus zertrümmertem und zerschnittenem Gesteinsmateriale der Werfener Schichten und des unteren Muschelkalks in Vermengung mit eruptivem Materiale.

Dies ist ein Beweis für das Vorhandensein von Gesteinen einer Zermalmungszone im Gebiete von Ciampaz, die nun durch die Denudation größtenteils entfernt sind, sich aber ursprünglich zwischen den aufgeschobenen und hochgestellten Werfener Schichten und den eruptiven Breccien ausbreiteten. Wie gezeigt wurde, gehören diese Werfener Schichten zur Collaz-Scholle.

Die Eruptivserie wird von einer NNO-SSW-Verwerfung geschnitten, u. zw. gleich westlich des mitteltriassischen Rückens von Pian de Salao; die Westseite erscheint ein wenig abgesenkt, was den weiten Aufschluß der eruptiven Breccien ergibt. Westlich der Porphyritstufe und Breccien kommt wieder eine NNO-SSW-Verwerfung, die gleichfalls die Westseite absenkt. Sowohl die allgemeine Flexur gegen NO wie die seitliche Verschiebung der Westscholle bringt die groben Eruptivbreccien und Gänge samt den stark zerbrochenen und von Intrusionen durchgedrungenen Triasschichten etwa 240 *m* tiefer in einer Entfernung von mehr als dreiviertel Kilometer zutage.

Es liegt also nahe, diese NNO-SSW-Verwerfung als die nördliche Fortsetzung der Val-di-Roseal-Verwerfung aufzufassen, obschon in der Ciampazer moränbedeckten Terrasse höher oben ein Zusammenhang jetzt nicht aufgeschlossen ist. Sie ist wahrscheinlich in Beziehung mit den Störungen an der Westgrenze des Collaz entstanden.

Die Deformationen im Gebiete des Collaz.

Das Gebiet mit Einschluß der unteren Felsen des Collaz und jener von Ciampaz wurde von einer Gruppe von NNO-SSW-, resp. NO-SW-Verwerfungen durchsetzt. Die östlichste von diesen kann als die Fortsetzung der Verwerfung von Val Roseal angesehen werden. An dieser Gruppe wurde die westliche Scholle von Buffaure abgesenkt, so daß Ciampaz, Collaz und Sass Rocca im O der Verwerfungen eine Hebung darstellen.

Das wichtige Merkmal dieser NNO-SSW-Verwerfungen ist sowohl hier als auch auf der Ostseite des Collaz gegen die Contrinalpe, daß sie einen überzeugenden Beweis für horizontale Differentialbewegungen an den Verwerfungen bedeuten. Die Verfasserin hat bereits über die horizontalen Harnische und Furchungen, welche an der Verwerfung von Sass Bianc so gut aufgeschlossen sind, berichtet. In Ciampaz sind inmitten von drei Verwerfungsflächen ein oder zwei gute Aufschlüsse sichtbar. Sie zeigen daher, wie diese parallel nach S gerichteten, differentialen Verschiebungen erfolgten.

Auch eine senkrechte Verschiebung und Biegungen der Schichten fanden in gewissem Betrage statt. Nimmt man quer über Collaz ein Profil in der Richtung WNW-OSO, findet man von O nach W die folgende Reihe vertikaler Verschiebungen: 1. Hebung der Contrinalpe; 2. Absenkung oder Hinabbiegung des Varoskammes; 3. Aufrichtung oder Hebung von Ciamp de Mez; 4. Senkung der Scholle der Torre Dantone; Hebung der Scholle von Sass Rocca und Collaz; 6. Absenkung der Hauptmasse des Buffaure-Massivs, mit der eine begleitende Absenkung in Pian di Salao in Zusammenhang steht.

In Bezug auf die N-S-Überschiebungen ist dies sicher eine später gefaltete, stark zusammengepreßte Reihe. Die östlichste Scholle der Contrinalpe zeigt die Form eines steilen Doms. Mit dieser Form in Beziehung steht ein NW-SO wirkender Druck, der die ganze Reihe von Falten und Brüchen ergriffen hat und lokale Krümmungen und Überkippungen verursachte.

Es trat hier eine heftige Phase der Querpressung ein, nachdem sich die NNO-SSW-Verwerfungen entwickelt hatten und nach den mit diesen verbundenen verschiedenartigen Verschiebungen.

Wichtig unter diesen ist die Abscherung der früheren Schubkeile in mehreren Querschollen, wie sie im Collaz und in der Marmolata beobachtet werden kann. Die NNO-SSW-Reihe der Verwerfungen in dieser Gegend zeigt, tektonisch betrachtet, dieselbe Beziehung zu den südlichen Schubbewegungen, wie sie bereits in jenem Falle ausreichend erörtert wurde, wo es sich um O-W-Verwerfungen in Schubmassen handelte, welche gegen W bewegt wurden (S. 189).

Die steil nach N geneigte Schubfläche auf der Südseite des Collaz tritt in der Richtung von WSW nach ONO zutage, dann wendet sich ihr Ausstrich gegen NO, gegen das Contrintal.

Die unterschobene Scholle besteht an der Forca di Neigre aus der Eruptivserie, und diese setzt sich durch die Torre Dantone zum Contrintale fort. In den unteren Horizonten wird sie durch Mendolakalk, den Lagergänge durchdringen, vertreten.

Diese Zone unterschobener, eruptiver Schichten bedeutet in den Schollen von Varos und Ciamp de Mez deutlich einen Bestandteil der Scholle der Contrinalpe. Das Nordfallen respektive NNO-Fallen, welches am hohen Kamme und am ganzen Nordhang der Alpe gut entblößt ist, und das SSW-Fallen auf dem Südhange deuten die ältere Antiklinale in der Richtung WNW—OSO an, deren Scheitel durch die Contrinalpe südlich des Kammes zieht, während wir in den steil aufgebuckelten unteren Werfener und oberen permischen Schichten den Beweis für eine Hebung innerhalb des späteren Faltungssystems — NNO—SSW — vor uns haben.

Mithin stellt die Contrinalpe, wie gesagt, einen Dom (eine Kuppel) dar, und die Hebungsschollen hatten die Tendenz, sich ringsum anzuordnen.

Im Gebiete von Ciamp de Mez sehen wir sie auf der Nordwestseite, wo sie im allgemeinen von NO nach SW streichen. In der merkwürdigen Hebung des Bellerophonkalkes und der unteren Werfener Schichten südlich von Col Fersuoc bemerken wir die Hebungen auf dieser südwestlichen Seite des Domes mit einem NW-SO-Streichen. Auf der Südostseite sind die unteren Werfener Schichten ganz nahe am Col Ombert sehr steil mit NNO-SSW-Streichen und Einfallen nach OSO aufgerichtet. Auf der Nordseite sind die Werfener Schichten in den steilen Aufschiebungen des Marmolatagebirges hoch gestellt und das Streichen ist OW mit Krümmungen nach SW gegen Collaz und Contrinalpe.

Die enge Faltung zwischen diesem Domgebiete und die Buffaure-Synklinale zeigt, wie stark die lokale Zusammenpressung zwischen NW und SO war.

Die Schichten in diesem Gebiete wurden längs dieser neuen Linien aufgebuckelt; unter diesen waren die aufgeschobenen Felsen des Collaz und die unterschobenen von Sass di Rocca. Die Kalkfelsen, welche vorher ein allgemeines WNW-OSO-Streichen zeigten, wurden nun in verschiedenen Quer- und Schrägrichtungen gefaltet und die NNO-SSW-Verwerfungen quer oder schräg geschnitten und verschoben.

Das Nordostgehänge von Sass da Saliceng.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 21.)

Die Nordosthänge des Buffauremassivs senken sich vom Gipfelgrate des Sass da Saliceng (2532 *m*) in einer Reihe steiler Terrassen und jäher Wandstufen nach Alba (1519 *m*), dem höchsten Dorfe des Fassatales, ab. Aus dem Zusammenflusse der Bäche aus dem Fedajatal im O und dem Contrintal im SO entsteht der Avisio.

In tektonischer Hinsicht bilden die Hänge einen Bestandteil der ausgedehnten Verwerfungsscholle des Buffaure-Massivs, die sich von NNO nach SSW erstreckt und im O durch die NNO-SSW-Verwerfung von Val Roseal begrenzt wird, welch letztere sich mit Absenkung auf der Westseite zwischen Collaz und Buffaure fortsetzt. Außerdem wird die Scholle im W durch die das Massiv durchschneidende NNO-SSW-Verwerfung abgegrenzt, welche die westliche Scholle senkt. Die seitlichen Verschiebungen an beiden Verwerfungen verfrachteten die Schichten der westlichen Schollen weiter gegen N.

An diesen Hängen gegen Alba war es, daß die Verfasserin zuerst eine Schubfläche im Buffaure-Massiv entdeckte. Diese Schubfläche im N wurde auch von Penck angenommen.[1] Die Schichten an diesem Hange sind sehr verwickelt.

Steigt man von Alba auf, ist es am besten, bis zu zirka 1660 *m* Höhe den Fußweg neben dem Cernadoibache zu benützen und dann am Bache bis Punkt 1702 *m* unter dem Wasserfalle weiterzugehen (S. 298, Fig. 48).

[1] Prof. W. Penck, ib. 1912.

In 1650 *m* Höhe stehen im Bachbette rote, mergelige Schiefer und fossilführende Kalke an mit *Pseudomonotis veneziana,* einer Spezies, die gewöhnlich in den höchsten Horizonten der Seiser oder unteren Werfener Gruppe vorkommt. Die Schichten streichen N 10° W und fallen mit 37° nach O ein, allein infolge des Vorhandenseins von Abscherungen ändert sich ihre Neigung rasch. Diese sind an der Basis der Wand im N noch besser sichtbar.

Etwa in 1680 *m* Höhe stehen am Wege die roten Konglomerate und sandigen Mergel an und bezeichnen die unteren Horizonte des unteren Muschelkalks. Gleich unter dem Cernadoi-Wasserfall bei Punkt 1702 *m* ist das Gestein ein lichtgrauer Kalk, wohlgeschichtet in seinen unteren Teilen, der nach oben in ein helleres, poröseres von der Art des Mendolakalks übergeht. Die unteren geschichteten Lagen gehören wohl zu den obersten Horizonten des unteren Muschelkalks. Das Streichen ist N 70° W, das Einfallen 38° SSW.

Auf der Ostseite des Wasserfalles liegen die Kalkfelsen gleichmäßig auf den roten, mergeligen Schiefern und den Mergeln der Horizonte des unteren Muschelkalks, doch kommt näher beim Wasserfalle ein Lagergang von Augitporphyrit mit Blockstruktur zwischen diesen vor. Die Mergel enthalten etwa 10 *cm* unterhalb des Kalkes zahlreiche Bivalven, doch sind sie nur schlecht erhalten. Der häufigste Typus ist eine *Pseudomonotis*-Art mit flacheren Schalen und unregelmäßigen, konzentrischen Rippen. Sie hat im allgemeinen eine Ähnlichkeit mit den Werfener Arten (*P. tridentina,* die bei Bittner beschrieben sind (Heft II, S. 20). Da bei Bittner festgestellt wird, daß diese Art in derselben Schichtengruppe mit *Pseudomonotis inaequicostata* vorkommt und diese letztere Art seither von Wittenburg und der Verfasserin in den oberen Seiser Horizonten gefunden wurde, scheint diese Spezies des unteren Muschelkalks nicht die gleiche zu sein.

Professor Salomon beschreibt die Schichten hier als Mendoladolomit, der gleichförmig die Werfener Mergel voll von *Pseudomonotis orata* überlagert. Es scheint, daß er die erwähnte Art als *Pseudomonotis ovata* bestimmt habe, welche die Verfasserin aus anderen Gründen zum unteren Muschelkalk rechnet.

Die Stücke der Verfasserin stimmen jedoch nicht mit der Abbildung überein, die bei Professor Salomon unter dem Namen *Ps. orata* erscheint, und da sie nicht gut genug erhalten sind, um als neue Art beschrieben zu werden, kann nur festgestellt werden, daß sie in Bittners *Clarai*-Gruppe gehören und mit *Ps. tridentina* verwandt sind.

Eine andere häufige Form ist eine schmale Abart der *Anodontophora fassaensis* mit schön gewölbten Schalen.

Die roten Schiefer und Mergel besitzen eine Mächtigkeit von einem Meter; unter ihnen steht eine deutliche Bank von blaßrotem, wenig kristallinischem Kalke an, etwa $^1/_3$ *m* mächtig. Diese liegt auf rot oder grünlichgrau gefleckten Mergeln und Schiefern von etwa $^3/_4$ *m* Mächtigkeit; dann folgt $^1/_2$ *m* eines lichtrötlichen oder grauen Kalks. Die nächst tieferen Horizonte sind nicht gut aufgeschlossen.

Den Mendolafels kann man in einer Runse ein wenig südlich des Wasserfalls verfolgen; er dreht dann wieder gegen W, und in zirka 1795 *m* Höhe ober dem Wasserfall steht die obere bituminöse Gruppe des alpinen oberen Muschelkalks an, die mit Krinoiden und Diploporen-Horizonten wechsellagert. *(D. annulatissima, Pia.)*

Die Kalke gehen nach oben in eine wechsellagernde Gruppe von grauweißem, kristallinischem, porösem Kalke, kalkiger Rauhwacke und feinen Breccien über. Diese letzteren enthalten in einer hohen Zone hellrote und gelblichweiße kleine, gerundete oder etwas kantige Kalkbrocken. In diesen fand die Verfasserin *Diplopora annulata* und *Teutloporella herculea* — also Typen die in Marmolatakalk vorkommen.

Diese Gruppe von Kalken wird von einer groben Breccie aus Kalk und Augitporphyrit überlagert, anscheinend in primärer Lagerung auf den Rauhwacken. Eine Masse eines roten Konglomerates von etwa $^1/_2$ *m* Durchmesser und aus dem unteren Muschelkalk stammend, kommt in dieser Breccie vor.

1800 *m* hoch steht eine Gruppe grauer Schiefer an, die an den Rissen und auf den Schichtenflächen einen roten mergeligen Überzug aufweisen. Sie gehören zu den Horizonten des unteren Muschelkalks, aber ihre Stellung in der Schichtenfolge ist nicht aufgeschlossen. Sie werden gleich wieder von eruptiven Breccien überlagert und bedeuten wohl einen größeren mitgerissenen Fetzen in den Breccien. Etwas höher oben trifft man ein weiteres Vorkommen von Schichten des unteren Muschelkalks, graue sandige und mergelige Kalke, die N 70° W streichen und mit 63° nach SSW einfallen.

Steigt man über die mergeligen Kalke höher hinauf, findet man den Boden in 1815 *m* Höhe ganz bedeckt von hellroten Mergeln, die noch zu den Horizonten des unteren Muschelkalks zu zählen sind; doch sind es ältere Horizonte als die mergeligen Kalke unter ihnen. Die Horizonte des unteren Muschelkalks, welche über den eruptiven Breccien und den Diploporenhorizonten des alpinen oberen Muschelkalks liegen, bedeuten wahrscheinlich eine überkippte Schichtenfolge gegen NNO, die zerrissen wurde.

Die Felsen aus Mendolakalk erscheinen durch senkrechte Flächen in der Richtung N 55° W sehr zerklüftet. Die Tuffbreccien über dem Kalk zeigen sich voll von Harnischflächen und in sehr gestörter Lagerung, so daß es ziemlich gewiß wird, daß die Auflagerung des unteren Muschelkalks auf diese durch Überkippung bewirkt wurde. Die andere mögliche Erklärung ist jene, daß alle Vorkommen des unteren Muschelkalks gemeinsam mit den eruptiven Breccien zur Zeit des großen vulkanischen Ergusses fortbewegt wurden und einen wesentlichen Teil derselben ausmachten. Wenn dies so war, haben wir für nachträgliche Verwerfungen einen Beweis in den Tuffbreccien und in dem deutlichen Unterschiede des Einfallens zwischen einerseits den grauen Schiefern des unteren Muschelkalks und anderseits Mendolakalk und Tuffbreccien, welche unter den Schiefern liegen.

Durch Verfolgung des Mendolakalks westwärts vom Aufschlusse am Cernadoiwasserfall erhielt die Verfasserin die Bestätigung für das Vorhandensein einer geneigten Verwerfungsfläche mit widersinniger Absenkung. Die Mendolafelsen steigen gegen W hin überaus rasch an, und an der Stelle, wo die Schichten des vordersten Absturzes am Rande des Waldes entblößt sind, wird die Form einer überkippten, durch eine Verwerfung geschnittenen Flexur sichtbar. Die Kalke sind sehr verbogen. Die aufgeschobenen Felsen gehören zu den uneben gelagerten mergeligen Kalken und dolomitischen Krinoidenkalken des unteren Muschelkalks.

Gegen O hin treten die Mendolafelsen an der Kante des Absturzes nach und nach in Kontakt mit unteren Horizonten der Gruppe des unteren Muschelkalks, und der Mendolakalk verschmälert sich ostwärts äußerst rasch in dem konkaven unterschobenen Teil einer Falte.

Diese Verhältnisse findet man bis zu einer tiefen Schlucht, wo die Mendolaschichten und der untere Muschelkalk an einer NNO-SSW-Verwerfung gegen rote Mergel und Schiefer der oberen Werfener Schichten abstoßen. Die gestörte Falte kann gegen O hin auch noch in den Werfener Mergeln beobachtet werden, an deren Oberseite eine sehr gestörte Zone von unterem Muschelkalk vorkommt, u. zw. in der Form von unregelmäßigen Linsen unterhalb einer weiteren höheren Gruppe von Werfener Schichten.

Kehren wir zum Einschnitte des Cernadoibaches zurück, so können wir die nächsthöheren Hänge vom Wege zu den Mähdern von Sor Elbes aus untersuchen. Etwa 50 *m* oberhalb des Weges und noch ganz nahe am Bache springt am höheren Gehänge ein auffallender Fels aus Mendolakalk vor und zieht in 1790 *m* Höhe bis zum Wegniveau herab. Er bildet hier ein Eck, indem er gleich im W wieder an den Hängen aufsteigt. Die Schichten unter ihm, durch welche der Weg gelegt ist, sind dunkelrote Schiefer mit glimmerbestreuten Oberflächen, die dann und wann Bivalvenarten enthalten. Ihre ganze Beschaffenheit ist jene von Werfener Schichten, und sie streichen ungleichförmig sowohl in Beziehung zu den Schichten des unteren Muschelkalks unterhalb als zu den Mendolakalkklippen an den höheren Hängen oberhalb von ihnen.

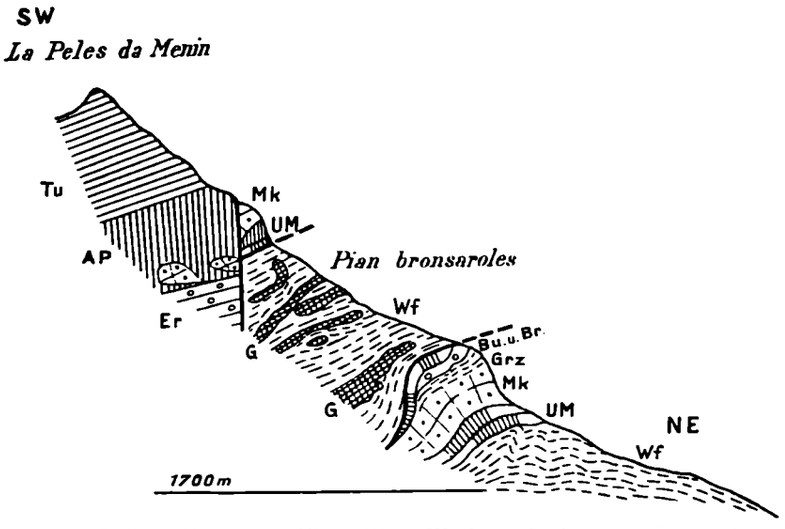


Fig. 48. Buffaure-NO gegen Alba; *Wf* = Werfener Schichten; *UM* = unterer Muschelkalk; *Mk* = Mendolakalk; *Grz* = Kalke der Grenzzone; *Bu* = Buchensteiner Kalk; *Br* = Tuffbreccien; *AP* = Augitporphyrit; *Tu* = Palagonittuffe; *G* = Gänge.

Geht man auf dem Wege nordwärts nach Sor Elbes (Pian bronsaroles) weiter, nimmt die Mächtigkeit der Werfener Schichten äußerst rasch zu, und es kommen nun die typischen Fossilien deutlich vor. Die Schichten liegen an einer flachen Schubebene auf den Felsen des unteren Muschelkalks; sie biegt auf und nieder, ist jedoch im ganzen südwärts geneigt (Fig. 48). Die Werfener Schichten werden im SO von den höheren Mendolakalkfelsen begrenzt, die sehr unregelmäßig längs eines Rückens östlich von Sor Elbes zutage treten und hier an einer flachen Schubebene nordwestlich auf die verschiedenen Horizonte der Werfener Schichten überschoben wurden.

Der Mendolakalk wird konkordant von groben, eruptiven Breccien überlagert; sie ziehen von Punkt 1922 *m* westwärts bis über den Mendolakalk. Am Rücken östlich von Sor Elbes liegen die Breccien längs der Schubebene manchmal auf Werfener Schichten. Die Lagen zwischen den Werfener Schichten und diesen Felsen sind stark zerknittert und verbogen und voll von geschliffenen Cleavageflächen.

Diese Beobachtungen in den Rio di Cernadoi-Abhängen weisen die Form einer überkippten Kniefalte auf, die von zwei Schubflächen und mehreren begleitenden Störungen geschnitten worden ist.

Lagergänge von Tuffbreccien in Werfener Schichten.

Die aufgeschobenen Werfener Schichten sind auf den Mähdern von Sor Elbes oder Pian bronsalores weithin aufgeschlossen (S. 107). Sie erstrecken sich von einer Höhe von etwa 1940 *m*, wo sie auf der Fortsetzung der unteren Mendolakalke liegen, bis 2200 *m*, wo sie in überschobener Lagerung auf den höheren Horizonten des Mendolakalkes und den Eruptivfelsen liegen. Im O liegen sie auf der Fortsetzung dieser, und im W schneiden sie an einer NNO-SSW-Verwerfung gegen Augitporphyrit ab.

Die besten Aufschlüsse befinden sich im südlichen Teile der Mähder, wo die Schichten von 1670 *m* aufwärts an durch einen Bach in einer langen und steilen Schlucht bloßgelegt wurden. An der Basis stehen graue, sandige Kalke an, welche die kleinen, für die Seiser oder unteren Werfener Horizonte charakteristischen Fossilien führen. Sie werden von einem Lagergange durchsetzt, der nur als „Tuffbreccie" beschrieben werden kann. Die Grundmasse ist tuffartig und unter den Einschlüssen befinden sich kleine Brocken der durchdrungenen Kalkschichten, obwohl die weitaus größere Zahl der Trümmer aus Augitporphyrit besteht.

Die Lagen oberhalb der Gangbreccien sind graue, plattige Kalke mit *Pseudomonotis Clarai* und *Pseudomonotis aurita*. Sie fallen mit 16° gegen SSO ein. Bei 2040 *m* stehen graue und rötliche mergelige Schiefer mit zahlreichen Myacitesfossilien an und fallen sehr flach ein. Sie erreichen eine bedeutende Mächtigkeit, und in 2065 *m* Höhe enthalten sie größere Myaciten.

Bei 2090 *m* dringt ein Lagergang aus Augitporphyrit mit Blockstruktur in die Schichten ein; seine Mächtigkeit wechselt, beträgt aber ungefähr 5 *m*. Die Gesteine darüber sind hellrote, sandige und stark glimmerige Schiefer. Der Lagergang und die Schiefer erscheinen am Kontakte eng vermengt, und die untersten Horizonte der Schiefer sind hart und kieselig. Die gesamte Mächtigkeit der Schiefer zeigt übrigens eine stark umgeänderte Beschaffenheit.

Die Schiefer überlagert eine gelb verwitternde sandige Rauhwacke, und ein weiterer Lagergang tritt in sie ein. Er hat wieder das Aussehen eines Tuffs und kann als Tuffbreccie beschrieben werden. Er enthält kleine Brocken von Augitporphyrit und sehr große Blöcke eines grauen, geschichteten Kalks mit Krinoidenresten. Diese Blöcke sind manchmal mehrere Meter lang und gehören zum unteren Muschelkalk, obwohl sie durch den eindringenden Lagergang mitten in die Werfener Schichten gebracht wurden.

In der Schlucht selbst beträgt die Mächtigkeit des Lagerganges etwa 3 *m*, doch nimmt sie im O derselben auf zirka 10 *m* zu. Wo der Lagergang schmal ist, finden sich keine größeren Kalkblöcke, doch zahlreiche kleine Kalkbrocken. Der Lagergang sieht einem gewöhnlichen Tuffe ganz ähnlich; sein intrusiver Charakter wird durch die Umänderung der sedimentären Schichten an der Kontaktfläche voll bewiesen.

Über ihm stehen in der Schlucht graue Werfener Kalke an, die N 80° W streichen und mit 46° nach S einfallen. Sie sind auf eine Mächtigkeit von 2 *m* oberhalb des Lagerganges in Marmor umgewandelt, die unterste Schicht von etwa 30 *cm* ist ein hochkristallinischer, lichtgrauer Marmor. Auf der rechten Seite wird der Lagergang mächtiger, und sein oberer Kontaktrand schneidet staffelartig durch die höheren Schichtenhorizonte; die Kontaktfläche ist, abgesehen vom zickzackförmigen Verlaufe, zirka 30° geneigt. Die höchsten Horizonte am Kontakte sind umgewandelte, sehr harte Sandsteine.

Sie liegen unter einer mächtigen Entwicklung von fossilführenden oberen Werfener Schichten.

Eine weitere Intrusion befindet sich in dieser Höhe auf der Ostseite der Schlucht. Sie zieht fast senkrecht durch die Schichten und besteht aus einem Gestein, das nur als Tuffbreccie bezeichnet werden kann. Die Breccie enthält Kalkstückchen und Porphyritbrocken. Es kommt auch ein Block aus typischem grauen Buchensteiner Knollenkalk darin vor. Das Vorkommen ähnelt einem Gang im Monte-Dona-Abhang bei Cerpei (S. 247).

Über dieser senkrecht angeordneten Tuffbreccie auf der Ostseite befinden sich in 2155 *m* Höhe in einem Aufschlusse von etwa 6 *m* Länge Schiefer und Kalke des unteren Muschelkalkes, die mit 43° nach S einfallen und von einem Lagergange aus Tuffbreccie überlagert werden, der gegen W rasch auskeilt. Die Schichten des unteren Muschelkalks sind graue, kalkige Schiefer, die nach oben in einen etwas knolligen oder konglomeratartigen, mergeligen Kalk übergehen, der kleine Reste fossiler Blätter und Stengel und schmale, längliche Kohlenstückchen enthält. Eine Anzahl guter Probestücke wurden von der Verfasserin anläßlich ihres ersten Besuches aufgefunden und von Professor Broili als zum Alter der oberen Werfener Schichten gehörig bestimmt;[1] aber, wie bereits oben erörtert wurde, werden die Übergangsschichten der höchsten oberen Werfener Horizonte, in welchen sie vorkommen, in der geologischen Literatur immer mehr und mehr zum Alter des unteren Muschelkalks gerechnet (vgl. S. 6).

Dies Vorkommen hier zeigt, daß die Schichtenfolge nicht gleichförmig ist, da die unteren Horizonte des unteren Muschelkalks nicht anstehen. Verfolgt man die Schiefer in die Schlucht hinein, findet man, daß ein Teil der tieferliegenden Konglomerate und roten Mergel des unteren Muschelkalks im Grunde der Schlucht vorkommen. Im nächsten Aufschluß im O stehen Horizonte des unteren Muschelkalkdolomits unter Mendolakalk und eruptiven Breccien an. Wir erreichten mithin ein Niveau, wo längs einer unregelmäßigen Fläche die Werfener Schichten zu verschiedenen Horizonten jüngerer Schichten in Kontakt treten. Diese letzteren wurden an einer flachen Gleitebene auf Werfener Schichten überschoben. Diese Fläche ist die Fortsetzung derjenigen, welche an der Basis des Kammes im O festgestellt wurde, und ist die höhere der zwei gut entwickelten Schubflächen am Hang.

Auf der linken Seite in der Schlucht sind die dünngeschichteten Schiefer unter den Muschelkalk-Konglomeraten fast vertikal aufgerichtet, streichen ostwestlich und werden von der Diskordanzfläche geschnitten, auf welcher der Kalk und die Eruptivbreccien liegen. Die Fläche ist uneben, gestört, streicht ostwestlich und fällt mit 36° nach N ein. Dieses Einfallen geht auf Faltung zurück, da dieselbe Fläche am östlichen Kamme wieder südwärts fällt. Die Werfener Schichten unterhalb der Fläche erscheinen zuweilen gegen N, zuweilen gegen S verbogen und sind zerknittert und zerschnitten.

Im W stoßen die Schichten des unteren Muschelkalks und die Werfener Schichten längs einer steil gestellten Verwerfung an eruptive Breccien und Mendolakalk an. Die Verwerfung fällt mit 75° nach O ein und weist deutliche, horizontale Striemung auf. In ihrer nördlichen Fortsetzung grenzt sie die Werfener Schichtenfolge gegen Augitporphyrit ab. Die steilere Aufwölbung der Werfener Schichten auf der Westseite der Schlucht im Vergleiche zu jener auf der Ostseite steht mit der Verwerfung in Zusammenhang. Tatsächlich wurden die Werfener Schichten an dieser geneigten Verwerfungsfläche gegen W flach auf die eruptiven Felsen überschoben.

Die ganze gestörte Schichtenreihe der Sor Elbes-Terrasse einschließlich der ostwestlichen Schubflächen wurde von dieser Hebung und Aufschiebung an der NNO-SSW-Verwerfung betroffen; die Verhältnisse zeigen klar, daß hier die steile westliche Aufschiebung nachträglich eintrat.

[1]) Autorin, „Geological structure of Monzoni and Fassa". 1902—03, p. 20—21.

Die Wirkungen der Querfaltung können auch in der Aufwölbung der Scholle von Sor Elbes, die parallel zur Verwerfung in der Richtung NNO—SSW erfolgte, und in der synklinalen Depression des nächsten Abschnittes der Terrasse über dem Cernadoi-Wasserfall erkannt werden. Der Ausstrich der unteren Schubfläche beschreibt eine Krümmung gegen die Südseite von Sor Elbes, welche mit der Querfaltung in der Richtung NNO—SSW in Verbindung steht. Es sind auch eine Anzahl schmaler, verdrehter Falten in der Richtung N 25° O bis N 35° O vorhanden. Östlich vom Cernadoibach tritt eine herunterbiegende Flexur gegen SO ein, die von einer Verwerfung in der Richtung NO-SW zerbrochen ist. Südlich davon erstrecken sich die verfalteten Werfener und unteren Muschelkalkschichten der Terrasse weiter unten am Hang. Die ganze Masse ist wieder in einer kurzen Entfernung gegen S gestört. In einer Höhe von 1740—1750 *m* am Wege von Alba stehen die roten Mergel vom Alter der oberen Werfener Schichten an; sie stehen senkrecht und streichen N 50° O. Südlich davon steigen sie wieder am Gehänge gegen Pianat im SO an. Sie sind im Zusammenhang mit kleinen Schollen von unterem Muschelkalk, Mendoladolomit und Lagergängen sehr zerdrückt und in kleinen Falten gelegt.

In den Schichten hier zeigen sich reichlich Lagergänge und Tuffbreccien, ähnlich denjenigen in der Überschiebungsscholle von Sor Elbes. Die Sedimentärschichten sind von mächtigen Zonen grober Tuff- und Porphyritbreccien durchbrochen, und das allgemeine Streichen ist N 30° W.

Etwa 1820 *m* hoch, oberhalb des Felsecks von Pianat, werden auf einer Waldblöße anstehende Werfener Schichten sichtbar, die diskordant auf zerschnittene Schichten überschoben sind, welche zu Horizonten des oberen Muschelkalks zu Buchensteiner Kalken und eruptiven Tuffen gehören. Die Zone der Buchensteiner Kalke streicht N 70° O und fällt mit 45° nach NNW. Die Werfener Schichten sind dann in dem schmalen Streifen zwischen diesem Schelfe und den höheren Mendolafelsen gemeinsam mit jenen verfaltet.

Die aufgeschobenen Werfener Schichten enden an dieser Ecke, so daß die Ostseite des Pianatabhanges sich gänzlich aus einer Knieflexur in den Lagerganggesteinen und den sedimentären Schichten zusammensetzt, in welche sich die Apophysen erstrecken.

Der ganze Abschnitt der Cernadoihänge ist hier gegen eine Verwerfung abgesenkt, die in der Richtung NNO—SSW verläuft. Die eruptiven Schichten der Ostscholle sind steil aufgerichtet und seitlich nach S verschoben. Diese Hebung ist sehr deutlich in Ciampaz erkennbar dort, wo der Bach die flache Terrasse verläßt und gegen N hinabfließt. Die Aufschlüsse sind tiefer unten sehr arm.

Wir sehen also im nordöstlichen Teile des Buffaure-Massivs von Collaz gegen W eine staffelförmige Reihe von Verschiebungen nach N, u. zw. längs Verwerfungen, die NNO-SSW gerichtet sind. Diese senken die westlichen Schollen ab und schneiden durch die synklinale Depression, welche den hohen antiklinalen Flexuren und Hebungen auf der östlichen, der Contrinseite, entspricht.

Sowohl die vielen kleinen Fältelungen in NNO-SSW-Richtung (etwa N 25° O) wie die größeren Aufwölbungen in Sor Elbes und gegen das Pianat Eck liefern hier den Nachweis, daß die wirkenden Kräfte nach der Überkippung der Cernadoifalte und der Entwicklung der Schubflächen die Schichtenmasse in Falten mit NNO-SSW-Achsen legten, daß Brüche in diesem Sinne stattfanden und teilweise als steile Schubflächen dienten.

Es wäre nun leicht denkbar, daß wir durch die Nordwand die Spuren einer langgezogenen Liegend-Falte hätten, die gegen W flach überkippt und von Schubbewegungen deformiert und danach in mehrere Schollen zerschnitten wurde, wodurch jede eine verschiedene Lage bekam, so daß die ursprünglichen Schubrichtungen nicht mehr übereinstimmen konnten. Allein es spricht dagegen, daß die Aufbiegung und Überkippung der Werfener Schichten den ganzen Nordhang entlang von Pian de Pianat bis zu Do Piz verfolgt werden kann und nördlich stattfindet. Es scheint also, daß hier die ursprüngliche Flexur nördlich gerichtet war.

Wir sehen zwischen diesem Teil und Do Piz die zwei Brüche in N-10—15°-O-Richtung, an denen die Nordfalte zerbrochen worden ist. Es ist dort eine Stelle von steilen Biegungen und Rissen. Westlich davon ist die ganze Nordmasse nach W aufgeschoben, und dieser ist der Schub, der durch die Westwand weiter verläuft.

Diese Unterbrechung ähnelt derjenigen westlich von Sor Elbes und fällt wahrscheinlich in dasselbe Quersystem hinein. Nur in Do Piz war die Annäherung an die Fassatal-Querantiklinale mit NNO-SSW-Richtung einer starken Hemmung der Bewegung ausgesetzt; infolgedessen sind die überschobenen Schichten dort stirnartig hoch aufgewölbt.

Die Lagergänge aus Augitporphyrit zeigen an den nordöstlichen Abhängen grobe Blockstruktur und sind häufig mit Tuffbreccien vergesellschaftet. Die Lagergänge und Breccien von Pianat mögen als Fortsetzung des noch gröberen Gang- und Breccienmaterials von Ciampaz bezeichnet werden.

Die ganze sedimentäre Schichtenreihe an den nordöstlichen Abhängen beweist, daß sie in mitteltriassischer Zeit von unzähligen senkrechten und wagrechten Spalten durchdrungen worden war, welche den eruptiven Gesteinen den Eintritt ermöglichten. Die Tatsache, daß die intrusiven Gesteine so häufig die Beschaffenheit von Tuffbreccien annehmen, geht wohl darauf zurück, daß in dieser Gegend die sedimentären Schichten einen Teil der nördlichen Wand der Hauptspalte bildeten, von der aus auf der Seite des eruptiven Gebietes fortwährend Einbrüche erfolgten.

Die Zertrümmerung der Gesteine dadurch, daß sie in das eigentliche Gebiet der Eruptionsspalten gerieten, scheint nicht nur unzählige feine Magma-Einschaltungen ermöglicht zu haben, welche die durchtränkten Schichten an Ort und Stelle in eine breccienartige Masse verwandelten, sondern auch das Eindringen von „Kluft"tuffen und agglomeratischen Gesteinen an horizontalen und vertikalen Brüchen.

Die Beziehungen des Buffaure-Massivs zu seiner Umgebung.

Es erscheint notwendig, die tektonischen Beziehungen zwischen dem Buffaure-Massiv und den benachbarten Gebieten im N und S in allen Einzelheiten zu betrachten. Die Beschreibung der Monte-Dona-Abhänge gegen das Fassatal im W, des Collazgebirges und Varoskammes im O zeigte in ausreichendem Maße die geologischen Zusammenhänge östlich und westlich von Buffaure. Zwei Gebiete wurden in die Karte einbezogen, um diese im N und S darzulegen, die Hänge von Cima di Rossi im N und Col del Lares im S.

Die NNO-SSW-Verwerfung westlich von Sor Elbes ist, wie bereits festgestellt wurde, eine steil geneigte Verwerfungsfläche, an welcher die Scholle von Ciof im W abgesenkt wurde. Diese Absenkung bedeutet den tiefsten Teil in der NNO-SSW-Faltung des Gebietes. So bedeutend die Verwerfung bei Sor Elbes ist, nimmt ihre Wichtigkeit gegen S hin gleich ab. Sie ist senkrecht und ihre Sprunghöhe wird ganz gering, wo sie das Grepatal quert und sich im Gebirge weiter fortsetzt. Die Hauptzusammenpressungen, aus welchen sie entstand, mußten also im N des Gebirges sehr streng lokalisiert geblieben sein.

Im W der Querverwerfung von Sor Elbes zeigen die Abhänge zwischen Ciof und Cercena, soweit die spärlichen Aufschlüsse eine Untersuchung erlauben, dieselben Haupt-Bauzüge, welche die Hänge von Sor Elbes auszeichnen, einer Überschiebungsfläche in den unteren Niveaus und sehr bedeutende Ausbildung von Abscherungskeilen jüngerer Horizonte auf älteren in den oberen Niveaus.

Im W von Ciof befindet sich die Schubfläche von Do Piz, welche durch den Westhang des Buffaure-Massivs zieht. Es setzen also die Schollen von Do Piz, Ciof und Sor Elbes die Hauptschubmasse im nördlichen Teile des Buffaure-Massivs zusammen. Wenn man aber nach den oben beschriebenen Beobachtungen die Richtung des Schubes in den verschiedenen Teilen der Nordwand feststellen möchte, wird es klar, daß diese eigentlich von Stelle zu Stelle anders ist. An Sor Elbes und Cernadoi ist die Schubrichtung im allgemeinen gegen NNO oder NO; in Ciof fast nördlich; und gegen Do Piz, westlich der Störungen, wo die überkippten Werfener Schichten von N-S-Brüchen durchschnitten sind, ist die Schubrichtung gegen NW und weiter herum gegen WNW und W gewesen.

Col del Lares.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 21.)

Der Col del Lares erhebt sich im S des Nicolotales steil als ein hoher Kamm, welcher dies Tal vom Monzonital scheidet. Seine Felsen stellen die Fortsetzung jener von Meza Selva, also der Südhänge von Buffaure, vor.

Die Wiesen auf seiner Ostseite heißen nach dem kleinen See in seiner Einsenkung Piani Lagusel. Östlich von diesem erhebt sich der Pallacciagipfel zu 2306 *m*, und westlich, in der Gruppe von Col del Lares, sind Punta Pallon und Roa Biencia die Hauptgipfel.

Der Weg aus dem Nicolotale leitet zunächst über Werfener Schichten, die in gestörter Lagerung schmale Faltungen und häufigen Wechsel im Streichen und Fallen aufweisen. Westlich von ihnen fließt der Bach aus den Laguselwiesen, und auf ihrer anderen Seite erheben sich jähe Felsen aus Mendolakalk.

Der Mendolakalk fällt steil nach N und an den Hängen abwärts, während die Werfener Mergel und mergeligen Kalke ein allgemeines Einfallen nach WNW zeigen und verschiedene Horizonte gegen Mendolakalk abstoßen. Die Störung zwischen den beiden sedimentären Gruppen verläuft in der Richtung von NNO nach SSW und befindet sich in einer Linie mit der NNO-SSW-Verwerfung in Val Roseal auf der nördlichen oder Buffaureseite des Nicolotales.

In 1970 *m* Höhe stehen die Schichten des unteren Muschelkalks konkordant über den obern Werfener Horizonten am Wege an. Sie streichen von NO nach SW und fallen mit 35° gegen NW. Bei 2000 *m* kommen sie ganz nahe an den Mendolakalk heran, sind stark zerklüftet und von geglätteten Druckflächen durchdrungen.

Etwas höher oben, in kurzer Entfernung von der Schubfläche, weisen die Schichten des unteren Muschelkalks noch immer Cleavageflächen und Anzeichen horizontaler Abscherung auf, das Einfallen ist jedoch viel flacher. Bei 2020 *m* ist das Streichen ONO—WSW, das Einfallen 16° NNW. Die Felsen sind gutgeschichteter grauer, kristallinischer Dolomit und bilden ein auffälliges Band gegen die Punta Pallaccia hin, doch der Gipfel selbst besteht aus Werfener Schichten, die hinter den Muschelkalkfelsen aufragen. Auch im Gebiete von Lagusel erheben sich hinter dem Kalk die Werfener Schichten und bilden ein fruchtbares Wiesenland.

Westlich der Verwerfung wird der Mendolakalk von Augitporphyrit überlagert, der ganz diskordant als Lagergang auf ihm liegt. Der Porphyrit bildet den Kamm zwischen Pian della Roa und Pian de Secigne. Wo er in zirka 2060 bis 2080 *m* Höhe an die Verwerfung herankommt, ist er zerklüftet, geglättet und stark poliert.

Bei Pian della Roa, in zirka 2090 *m* Höhe, stehen Buchensteiner Knollenkalke mit Hornsteinen und zwischengelagerte, plattige Kalke an. Sie bilden eine gutgeschichtete Gruppe, welche den Augitporphyrit ungleichförmig überlagert. Gewöhnlich steht am Kontakt ein grobes Agglomerat von Porphyrit und Kalk an, doch zuweilen kam dies nicht zur Ausbildung, und der Kalk zeigt dann am Kontakt Veränderungen. Hier fehlt die feinere, breccienartige,

dichte Vermengung von Porphyrit und Kalk vollständig. Die Buchensteiner Schichten fallen mit 20° nach NNW ein und haben dasselbe Streichen wie der Mendolakalk unter dem Augitporphyrit. Alle diese Tatsachen weisen darauf hin, daß der Augitporphyrit ein massiver Lagergang sei (Fig. 49).

Der Augitporphyrit zeigt durch den größeren Teil seiner Masse sehr deutliche Entwicklung von Blockstruktur.

Die Buchensteiner Schichten setzen sich südwärts auf eine geringe Entfernung hin fort und zeigen sich an und nahe der Verwerfungszone sehr intensiv mit Material aus Werfener Schichten und unterem Muschelkalk vermengt. Die zwei Seiten der Verwerfung wurden ineinandergeschachtelt und mitsammen in der Zone der Bewegung abgeschert.

Etwas höher steht der Lagergang aus Augitporphyrit wieder über den Buchensteiner Schichten an. Er streicht auf der Ostseite der Verwerfung gegen unteren Muschelkalk. Die Verwerfung dreht hier mehr gegen SW.

Die Schichtenfolge des unteren Muschelkalks ist am Kamme von Roa Biencia gut aufgeschlossen. Das Streichen ist NO—SW, das Einfallen 58° NW. Die Anhöhe 2225 *m* setzt sich aus wohlgeschichtetem, grauweißem Dolomit oder dolomitischem Kalk mit Krinoidenresten zusammen, unter dem 3 *m* eines grauen, knolligen Mergels anstehen; hierauf folgen Mergel mit kleinen Myaciten, zwischenlagernd mit Kalken. Diese sind etwa 10 *m* mächtig und stellen die „Myophorien"gruppe im unteren Muschelkalk vor. Sie lagern auf hellroten Schiefern, und in tieferen Horizonten sind diese in rote Konglomerate eingebettet.

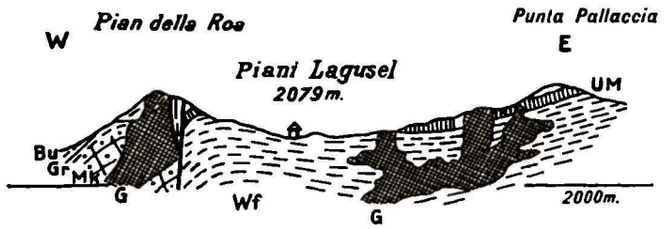


Fig. 49. Südlich von Val Nicolo (v. S. gezeichnet). *Wf* = Werfener Schichten; *UM* = Unterer Muschelkalk; *MK* = Mendola-Kalk; *Gr* = Kalke der Grenzzone; *Bu* = Buchensteiner Kalk; *G* = Gänge.

Die Konglomerate sind auf der Südseite von Punta Pallon wieder gut aufgeschlossen, wo ein anderer mächtiger Lagergang unter flachem Winkel quer über obere Werfener Schichten und die untersten Horizonte des unteren Muschelkalks greift.

Dieser Lagergang von Punta Pallon setzt sich ostwärts fort und tritt hier und dort inmitten der Werfener Schichten in der Senke oberhalb Lagusel zutage.

Die Werfener Schichten von Punta Pallon und Lagusel stehen im S senkrecht und werden durch eine ONO-SSW-Verwerfung vom Marmolatakalkgebiet von Costabella abgeschnitten, in welchem die Intrusivmassen von Monzoni zutage treten.

Zusammenfassung.

Die untere und mittlere Trias der Hänge von Col de Lares und Lagusel zum Val Nicolo auf der Nordseite zeigt demgemäß eine steile Abdachung gegen N oder NNO, welche von einer NNO-SSW-Verwerfung geschnitten wurde. Die Schichten wurden in der Richtung NNO—SSW gefaltet und erlitten besonders in der Nähe der NNO-SSW-Verwerfung Drehungen im Streichen. Diese Verwerfung bedeutet die Fortsetzung der „Val-Roseal"-Verwerfung in Buffaure, und in der abgesenkten Scholle auf der Westseite blieb zwischen Mendola- und Buchensteiner Horizonten ein massiver Lagergang von Augitporphyrit erhalten.

Die Verwerfung ändert bei der Roa Biencia ihre Richtung zunächst in NO—SW, dann in ONO—WSW und bedeutet den auffallendsten geologischen Zug an den Westhängen, die zum Monzonitale abfallen.

Die Lagergänge stehen mineralogisch in so enger Beziehung zu jenen von Meza Selva, daß ihr Zusammenhang mit dem Eruptivgebiet von Buffaure nicht bezweifelt werden kann. Wir sehen hier in einem Teil der Südwand der ursprünglichen Eruptionsspalte die Durchdringung der triassischen Gesteine mit Lagergängen, welche jenen in der Nordwand nach ihrer Beschaffenheit sehr ähnlich sind.

Sie standen ursprünglich wohl im Zusammenhang mit den Lagergängen, welche den Mendola- und Buchensteiner Kalken sowohl im Meza-Selva-Hang wie im Sass-di-Rocca-Grate einverleibt wurden. Sie dringen in dieselben Horizonte ein und folgen der gleichen Richtung. Die Trennung und die Verschiebung der von Lagergängen durchzogenen Felsen nach S ist im Col del Lares das Ergebnis der NNO-SSW-Verwerfung von Val Roseal.

Diese Verschiebung nach S wird durch senkrechte Absenkung westlich einer NNO-SSW-Verwerfung mit Absenkung nach W nicht vollständig erklärt. Es kommt hier die Verringerung im Ausmaße der Eruptivgesteine gegen O dazu und noch ein tektonischer Umstand muß in Betracht gezogen werden.

Wir haben hier horizontale Harnische an den Felsen nahe der Verwerfung, und das wirkliche Schichtenstreichen und Einfallen ist östlich und westlich derselben verschieden. Es ist also ein gewisses Ausmaß von differentialer horizontaler Bewegung in der Richtung NNO—SSW an den gegenüberliegenden Wänden angedeutet. Diese horizontale Ausdehnung erfolgte im gleichen Sinne wie jene, welche von den Schollen von Sass Rocca und Buffaure beschrieben wurde (S. 284).

Wenn wir sehen, daß dort auf der Nordseite von Buffaure sich Verschiebungen gegen N bildeten und hier auf der Südseite horizontale Verschiebungen gegen S eintraten, geht als Hauptmerkmal hervor, daß die Gesteinsmassen in den NNO-SSW-Synklinalzonen gestreckt wurden.

Das Vallaccia-Massiv.[1]

(Vgl. Taf. XVII, Fig. 64.)

Diese Gipfelgruppe, welche sich hauptsächlich aus Marmolatakalk zusammensetzt, erhebt sich im O des Monzonitales und im S des Nicolotales. Der Monzonibach mündet in jener Furche in den Nicolobach, zu welcher im N die Felsen von Le Sabie im Buffaure und im S jene von Vallaccia absinken.

Die Schichten von Le Sabie sind Marmolatakalk, der eine steil nach S abfallende Flexur beschreibt, jene auf der Vallaciaseite, südlich des Zusammenflusses, Werfener Schichten. Zwischen beiden setzt sich die ONO-WSW-Verwerfung, welche von der Verfasserin an den Hängen von Meza Selva und gegen Sass Bianc im O nachgewiesen wurde, im Talniveau westlich bis Frainella fort. Zur Bequemlichkeit sei diese als „Val-Nicolo"-O-W-Verwerfung benannt.

Die NNO-SSW-Verwerfungen im O und W der Marmolatakalkfelsen an den Buffaureabhängen können beide auf die Südseite des Nicolotales verfolgt werden. Die Verwerfung im O, zwischen Mairins und Anterfos, schneidet und verschiebt, wo sie zum Tale absinkt, die ostwestliche Verwerfung, deren Ausstrich auf der Westseite der NNO-SSW-Verwerfung nach S verlegt erscheint.

Die NNO-SSW-Verwerfung hat ihre Richtung in N 5° W geändert und schneidet die Augitporphyritfelsen von Col del Lares im O von einem abgesenkten Verwerfungskeile ab, der sich aus Mendola- und Buchensteiner Kalk und zerquetschtem Augitporphyrit zusammensetzt. Sie streichen NW—SO und fallen nach NO ein. Im N ist im Tale der Keil von der O-W-Verwerfung begrenzt; die eine Seite ist von der NNO-SSW-Verwerfung und die andere von einer NW-SO-Verwerfung mit Absenkung nach W geschnitten, so daß dieser Verwerfungskeil eine dreieckige Einsenkung vorstellt. Die zwei Seitenverwerfungen treffen im Monzonitale bei der Brücke, deren Höhe mit 1747 *m* angegeben ist, zusammen.

Die NW-SO-Verwerfung stößt bei Frainella auf die ostwestliche Verwerfung und wird dort von der nordsüdlichen Cigolonverwerfung abgeschnitten.

Die N-S-Verwerfung quert das Tal und wurde von der Verfasserin sorgsam in ihrem Verlaufe nach S durch Pian di Vallaccia und Val Vallaccia verfolgt, wo sie östliche und westliche massive Kalkschollen voneinander trennt. Die östliche Scholle von Sass de Mezzodi enthält in der Kalkfazies eine vollständige triassische Schichtenfolge, in welcher alpiner oberer Muschelkalk und Buchensteiner Kalk eine Lage von bemerkenswerter Mächtigkeit zwischen dem Mendolakalk und den massigen Gipfelfelsen aus Marmolatakalk ausmachen.

Die westliche Scholle von Festill ist jene, in welcher die Überschiebung gegen W aufgeschlossen erscheint. Sie ist von der Scholle von Sass de Mezzodi abgesenkt, jedoch auf der Westseite steil aufgestellt. Es setzen sich mithin die Verwerfungen, die das Buffaure-Massiv in der Richtung NS oder NNO—SSW durchziehen, ebenso wie die Hauptschubfläche südwärts in das Vallacciagebirge fort (vgl. S. 276).

Die Beziehungen zum Buffaure-Gebiete mögen, wie folgt, kurz zusammengefaßt werden. Die Vallaccia-Gebirgsmasse ist ein Teil einer WNW-OSO-Antiklinale im ersten Faltungssystem, welche im S der Contrin-Antiklinale die nächstgelegene war, während die gegenüberliegende Wand des Buffaure-Massivs selbst einen Teil der Contrin-Antiklinale vorstellt (Fig. 50).

Hinsichtlich der Querfaltungen ist die Übereinstimmung zwischen Buffaure und Vallaccia eine vollständige. Die Schubmasse ist auf der Westseite steil aufgebogen und hinter ihr, im O, befindet sich eine Zone maximaler Absenkung in der Richtung NNO—SSW.

Wir haben dort geringe parallele Faltungen in der Mitte beider Gebiete und auf deren Ostseite wieder eine steile Hebung zur NNO-SSW-Antiklinale, welche durch Contrinalpe und Monzoni durchzieht.

Zwischen diesen beiden Querantiklinalen nehmen beide Gebiete eine wichtige Quersynklinale ein. Im S der Buffaure-Synklinale ist die Krümmung im Streichen gegen S gerichtet, und verläuft von Col Sabie auf der Seite der Contrinalpe von SW nach NO, auf der Fassaseite von SO nach NW.

Im Grundplan, Fig. 50, beschreibt die Längsantikline nördlich von Val Nicolo ein bogenförmiges Streichen, dessen Krümmung gegen S mit der Längsachse der Quersynkline von Buffaure zusammenfällt. Die Fortsetzung dieser älteren Antikline nach O ist in der Contrinalpe, nach W in der Rosengartengruppe.

In einem früheren Kapitel wurde gezeigt, daß die ostwestliche Verwerfung durch den Vajoletpaß das Fassatal unterhalb Mazzin kreuzt (vgl. S. 269). Die breite Antiklinalflexur des „Rosengartens", die WNW-OSO streicht, liegt

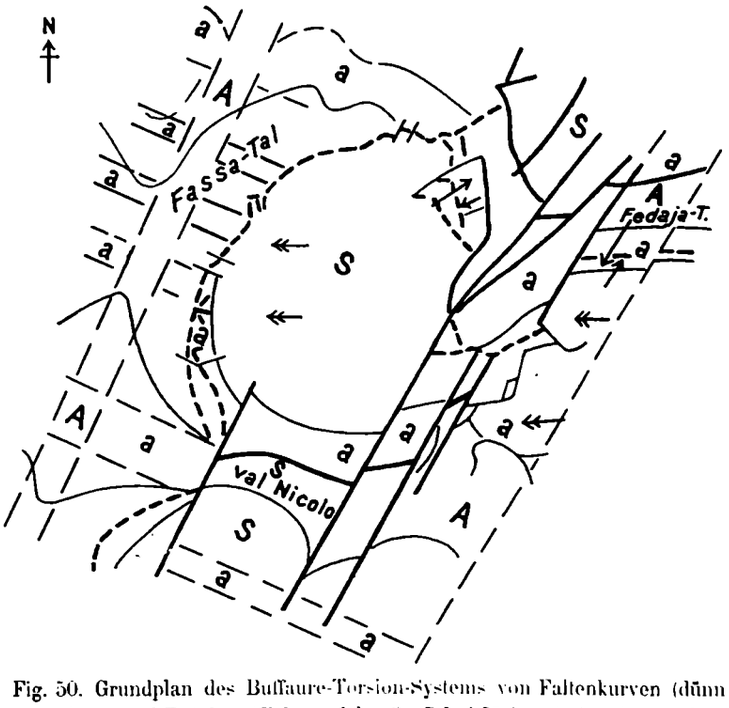


Fig. 50. Grundplan des Buffaure-Torsion-Systems von Faltenkurven (dünn gezeichnet) und Brüchen (dick gezeichnet); Schubflächen (gebrochene, dicke Linien); durchkreuzende Antiklinalen der zwei Faltungen (dünne, gebrochene Linien); *A* = Querantiklinale im späteren Faltungssystem; *S* = Quersynklinale im späteren System; *a* = Längsantiklinale des älteren Systems (die entsprechenden Synklinale sind wegen Klarheit des Bildes nicht mit besonderen Buchstaben angezeigt).

[1] Dieses Massiv wurde in die Karte nicht geologisch eingetragen, doch sollen die Hauptzüge dargelegt werden.

[2] Autorin, 1902/03, ib. S. 94.

im Dolomitmassiv südlich dieser Verwerfung zutage. Die Fortsetzung dieser Flexur quer über das Fassatal bildet den südwestlichen Teil des Buffaure-Massivs, obwohl sie durch die NNO-SSW-Verwerfung von Fassa und die Störungen innerhalb der Buffaure-Synklinale gegen S verschoben wurde.

Die nach S einfallenden Felsen von Sul Piz und Pozza im unteren Teil des Nicolotales gehören zur Südabdachung dieser Hauptantiklinale des Gebietes, während die Nordabdachung in den Felsen von Fontanive bis Doy de Sot mit einer Inklination nach N, bzw. nach NNW, aufgeschlossen ist.

Die Abhänge von Cima di Rossi und Penia (Fedajatal).

Der Kamm von Cima di Rossi erhebt sich im NO des Buffaure-Massivs oberhalb der Dörfer Canazei und Alba im Fassatale und Penia an der Mündung des Fedajatales. Der 2325 *m* hohe Gipfel befindet sich am Südende eines langen, schmalen Rückens, der vom Pordoijoche und den Schlerndolomitfelsen von Sasso Beccie (2538 *m*) im S des Joches ausstrahlt. Da und dort am Kamme werden Kalkfelsen sichtbar, allein die Abhänge bestehen fast ganz aus eruptiven Gesteinen.

Die Fedaja-Abhänge bei Penia.

(Vgl. Taf XVIII, Prof. 22.)

Die sedimentären Schichten an der Basis der eruptiven Schichtenfolge sind beim Dorfe Penia gleich oberhalb der Kirche aufgeschlossen.

Steigt man am Doledda-Bache oberhalb Penia aufwärts, findet man am rechten oder westlichen Ufer in 1580 *m* Höhe, etwa 20 *m* oberhalb der Kirche, anstehende Felsen; harte, graue Tuffe, dunkle, tuffige Schiefer und feine Tuff- und Kalkbreccien, die auf harten kieseligen Kalken liegen, an denen man Umwandlungsprodukte bemerken kann.

Sie sind wohl geschichtet, streichen NW—SO, fallen mit 65—70° nach NO ein und sind sehr zerklüftet. Die Schichten sind unzweifelhaft von Buchensteiner Alter, wahrscheinlich eine Gruppe der tieferen Horizonte; sie werden von grobkörnigem Augitporphyrit überlagert.

Die ganze Schichtenfolge stößt im N an einer nahezu vertikalen Verwerfung (N 65° O) an hellrote Schiefer, graue und blaßgrüne Mergel und Kalke, die zahlreiche kleine Bivalven enthalten und zum unteren Muschelkalk gehören.

Die Verwerfung fällt mit 85° nach N ein und wir haben hier eine gut entwickelte Zermalmungszone mit wellenförmigen Druckflächen zwischen den Tuff- und Kalkbreccien und den Mergeln des unteren Muschelkalks vor uns. Die Schichten des unteren Muschelkalks streichen N 50° O und fallen mit 80° gegen SO.

Die Mächtigkeit der Schichten des unteren Muschelkalks beträgt nur 10 *m*.

Sie beschreiben eine steile Flexur gegen die Verwerfung und wenige Meter gegen N hin sind sie aufgewölbt und fallen steil nach NW, wo sie von einer parallelen Verwerfung geschnitten werden, gegen südfallenden, mit Augitporphyrit vermengten Mendolakalk ein.

Der Porphyrit zerteilt sich in dünne Lagergänge und bildet so eine Mischbreccie mit dem Kalke. Diese Schichtengruppe streicht N 80° O, fällt mit etwa 30° nach S, etwas weiter nördlich noch flacher ein.

Diese Gruppe von Eruptiv- und Kalkschichten ist nahe an ihrem Kontakte mit dem unteren Muschelkalk sehr stark gestört und von Flächen horizontaler Abscherungen und Gleitungen durchsetzt. Die Mendolafelsen in der Nähe der Verwerfung sind senkrecht geklüftet, die Cleavage- und die Schichtenflächen zeigen sehr deutliche Rillung und Harnischbildung.

An einigen Stellen ist eine geringe Mächtigkeit der roten und grünen Schiefer des unteren Muschelkalks unter dem Mendolakalk vorhanden und steigt nordwärts durch die Hänge an, gemeinsam mit den auflagernden Mischgesteinen aus Mendolakalk, Andesit und Tuffgängen.

Gehen wir gegen W weiter, treffen wir in zirka 1700 *m* Höhe die roten Konglomerate der tiefsten Horizonte des unteren Muschelkalks in der südfallenden Scholle noch mit Andesitgängen und Tuffbreccien vermengt.

Der Doleddabach am Gehänge hinter der Kirche vereinigt sich unterhalb der Verwerfung, die durch den unteren Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten zieht, mit dem Lavacei-Bache, der ebenfalls von der Anhöhe nur ganz wenig weiter östlich herabfließt. Die Doledda-Aufschlüsse von nach S einfallendem unteren Muschelkalk, Mendolakalk und Brecciengängen setzen sich in der schmalen Felszunge zwischen den beiden Bächen fort und sehr gute Aufschlüsse kommen wieder im Bette des Lavaceibaches und an den Abhängen gegen denselben in 1600 *m* Höhe vor.

Dort ist die Verwerfung senkrecht und an ihrer Südseite befindet sich eine Linse von Kalk, überlagert von einer Zone grober Kalk- und Tuff- und Andesit-Agglomerate, in denen die Einschlüsse meistens Buchensteiner Knollenkalke sind. Der Porphyrit kann sicher als eine Lagergangeinschaltung intrusiven Ursprungs erkannt werden. Das Agglomerat wird von geschichteten, dichten Tuffen und von feinen Tuffbreccien überlagert, welche jenen in der Nähe der Verwerfung im Doledda-Aufschlusse ähnlich sehen.

Die Horizonte sind stark geglättet und verändert.

Auf der Nordseite der Verwerfung stehen stark zusammengepreßte Mergel des unteren Muschelkalks an und unter diesen sandige, glimmerige obere Werfener Schiefer. Sie streichen N 65° O, sind steil gegen die Verwerfung aufgerichtet und zeigen in der Nähe derselben gewellte Oberflächen. Eine Zermalmungszone von etwa $^1/_2$ *m* Mächtigkeit befindet sich zwischen den Felsen der gegenüberstehenden Seiten der Verwerfung.

Die Zermalmungszone enthält eckige und zackige Kalkbrocken mit deutlichen Zeichen von Pressung, die mit Stücken von Augitporphyrit in eine mylonitische Grundmasse eingebettet wurden.

Die Zerreibungsbreccie ist horizontal gerillt und gewellt und die Wände beiderseits sind auf ähnliche Weise verbogen. Die Schichten auf der Nordseite weisen eine Anzahl von Abscherungsgleitflächen auf und stellen keine konkordante Aufeinanderfolge vor.

Nächst der Verwerfung stehen sie senkrecht, fallen dann steil nordwärts und biegen in einer Entfernung von wenigen Metern dann scharf zu einem Südeinfallen hinauf. Die Fläche selbst ist steil nordwärts geneigt.

Die Verwerfungsfläche kann man gegen ONO hin nach Vera und Insom verfolgen. In Vera steht zwischen den unteren Häusern in etwa 1660 *m* Höhe Augitporphyrit mit Blockstruktur an; er wird bei den höheren Häusern von dichtkörnigen Tuffen überlagert. Gleich oberhalb der Kirche, 1673 *m* hoch, bildet ein anstehender Fels aus Mendolakalk und Augitporphyrit ein auffallendes Band. Steile Mendolakalk-Felsen erheben sich senkrecht über und hinter diesem Bande.

Die Verwerfung zieht hier zwischen den gemischten Kalk- und Eruptivschichten und den Tuffen durch. Sie steigt in der Richtung ONO gegen Insom an. Die Verhältnisse bei Insom sind jenen bei Vera sehr ähnlich; die Südscholle wird durch häufige Vorkommen von geschichteten in die Eruptivgesteine eingebetteten Buchensteiner Knollenkalken interessant.

Die Verwerfung wird durch eine weitere NNO-SSW-Verwerfung ein wenig nordwärts verschoben, welche sie etwas östlich von Insom schneidet. Sie setzt sich dann wieder in ihrer ONO-Richtung als Hauptstörung an den Nordhängen des Fedajatales fort und zeigt steile Nordinklination, mit Aufschiebung der Nordscholle.[1]

Die tieferen Horizonte der eruptiven Schichtenfolge sind hier und dort an den Hängen unter Vera und Insom aufgeschlossen. Der Augitporphyrit nächst der Verwerfung ist eine typische Gangbreccie, angepackt mit großen und kleinen, wenig kantigen, gleichartigen Porphyritblöcken. Sie wird von steil südfallenden Tuff- und Andesitbreccien überlagert, die gelegentlich eine grobe Sedimentation zeigen. Sie sind stark aufgelöst, von Heulanditadern durchwoben und mitten in ihnen kommen die größeren Linsen der geschichteten Buchensteiner Knollenkalke vor. Sie ähneln den Spalten-Breccien im Buffaure-Massiv.

Im W des Doleddabaches schneidet eine NNO-SSW-Verwerfung durch die Abhänge und quert das Fedajatal.

Die Absenkung befindet sich im W und die Verwerfungsfläche auf der Ostseite erscheint abgeschnitten. Auf der Ostseite der Doledda-Aufschlüsse ist sie steil aufgerichtet.

Auf der westlichen Seite wurden alle Schichten etwas nach S verlagert; die horizontale Verschiebung erreicht hier ihr Maximum, und die eruptiven Schichten treten dadurch in jenem Winkel des Talbodens zutage, wo der Fedajabach in den Avisio mündet.

Zwei weitere NNO-SSW-Verwerfungen ziehen durch die Hänge und jede senkt die östliche Scholle ab. So ist die Scholle oberhalb Alba im Vergleich zur abgesenkten Eckscholle gehoben und weist infolgedessen unter den eruptiven Gesteinen einige kleine Aufschlüsse von Mendolafels und unterem Muschelkalk auf.

Bei Molin[2] schneidet die nächste NNO—SSW durch die Berghänge, und die sedimentären Schichten sind im W wieder um etwa 40 *m* emporgehoben. Ihr Ausstrich setzt sich in der Richtung gegen NW an der Basis des Augitporphyrits zwischen Molin und dem hervorragenden Punkte, der mit 1541 *m* vermessen ist, fort.

Von diesem Punkte bis zum Dorfe Canazei besteht der Felsgrund, wo immer er offen liegt, aus Werfener Schichten. Sie sind verdreht, zerschnitten und stark gestört; näher bei Canazei bilden sie die Basis der Eruptivfolge.

Zusammenfassung.

Insoweit als die unteren sedimentären Schichten in diesem Winkel von Fedaja und Fassa eingeschlossen sind, finden wir hier eine wichtige Schubfläche, welche steil nach NNW einfällt und an welcher obere Werfener Schichten, Muschelkalk und Mendolafelsen gegen und über Buchensteiner Kalk und Eruptivschichten südwärts geschoben wurden. Alle Schichtenglieder sind reichlich mit Gängen und Lagergängen durchdrungen, wovon manche die gleiche tuffige und brecciöse Beschaffenheit wie oben bei Sor Elbes aufweisen (S. 298). Die Störung ist jedenfalls den Spuren der Eruptivspalte gefolgt. Die Schichten wurden nachträglich längs Linien von NNO nach SSW gefaltet und verworfen, und das

[1] Salomon, „Marmolatamassiv", l. c., 1895, S. 20 u. 35.

[2] Sowohl die Beobachtungen an diesem Abhang — Pallua über Molin nach Canazei — wie die Kartierung wurden schon 1910 vor meiner Publikation von 1911 gemacht.

Hauptergebnis dieser Umformung war die Verlagerung der ganzen Schichtenfolge nach S. Die größte Verschiebung erfolgte in dem Winkel zwischen Fedaja- und Fassatal. Von diesem Punkte an ist gegen O das allgemeine Streichen WSW—ONO, gegen WNW—SO. Die Krümmung des Streichens rings gegen S ist hier ein sehr gutes Beispiel für horizontale und vertikale Verschiebungen an einer Reihe von NNO-SSW-Verwerfungen in einer Quersynklinale.

Die Haupt-NNO-SSW-Verwerfung befindet sich westlich von Penia und ist die nördliche Fortsetzung der wichtigen „Val-Roseal"-Verwerfung, welche die Ostgrenze des Buffaure-Massivs gegen die Kalkfelsen des Collazgebirges bezeichnet. Die senkrechte Sprunghöhe dieser Verwerfung kann im W von Penia mit einiger Genauigkeit abgeschätzt werden und beträgt wenigstens 200 *m*, die horizontale Verschiebung jedoch $^1/_2$ *km*.

Die Abhänge von Cima di Rossi zum Fassatale.

(Vgl. Taf. XXII, Prof. 21.)

Die eruptiven Schichten an den Abhängen der Cima di Rossi erlauben die Ausscheidung der gleichen Zonen wie in der Schichtenfolge von Buffaure, nur sind alle Horizonte mit Ausnahme des unteren feldspatreichen Augitporphyrits schmächtiger. Auf S. 109 ist die Schichtenfolge ohne die Faltendetails dargestellt.

Die vollständigsten Aufschlüsse sind in den Anschnitten des Rio da Pent und seiner Zuflüsse sichtbar, sonst muß man sich auf die gelegentlichen Aufschlüsse in dem hügeligen Wiesenland stützen.

Der Anbruch der unteren Hänge für die neue Automobilstraße von Canazei zum Pordoijoche eröffnete die Gesamtmächtigkeit und die massige Entwicklung des feldspatreichen Augitporphyrits an der Basis der Schichtenfolge. Seine untere Begrenzung ist sicher jene durch einen Lagergang, der mit geringer Ungleichförmigkeit über die Mendola- und unteren Muschelkalkhorizonte greift. Die obere Grenze ist unbestimmbar, da sich Tuffe mit ihm vermengen, ehe er regelmäßiger von geschichteten Tuffbreccien und Tuffen überlagert wird, und es ist wahrscheinlich, daß er in die Tuffe eindringt.

Die Feldspäte im Augitporphyrit zeigen Fließstruktur, und es kommen in ihm große schwarze Augitkristalle vor. Das Gestein ist vollkommen gleichartig und zeigt nur selten Blockstruktur. Es ist fast 120 *m* mächtig. Die Oberseite liegt an der Ecke der Automobilstraße offen, die mit 1608 *m* vermessen ist; sie zeigt unregelmäßige Einbettung von Tuffbreccien und Mandelsteinlava, dann eine Folge feiner Palagonittuffe und Tuffbreccien, welche N 15° O streichen und mit zirka 25° nach W einfallen. Diese sind oberhalb der Brücke, bei 1630 *m*, in der Furche des Pentbaches gut aufgeschlossen. Die Hänge nördlich dieser Stelle sind von Moränenschutt bedeckt.

Folgen wir den Nebenbächen gegen Pecol, bleibt das Einfallen gegen W hin bis etwa zu einer Höhe von 1770 *m* dasselbe, wo es sich dann infolge geringer Faltungen ein wenig ändert, NW—SO streicht und mit 25° nach NO einfällt.

Gleich oberhalb dieser Stelle treffen wir eine feste Lava; sie verwittert kugelig, zeigt gelegentlich deutliche Pfeilerstruktur in rosettenförmigen Anordnungen. Das Gestein ist eine Mandelsteinlava mit großen, oft grünlichen Augiten, stark aufgelöst und hie und da von Adern sekundärer Gesteine durchzogen. Es verwittert grünlichgrau oder rostbraun. Diese Lava erinnert so genau an die oberen Horizonte im Buffaure, daß an ihrer Verwandtschaft nur wenig gezweifelt werden kann, doch liegt sie nicht glatt und gleichförmig auf den Tuffen. Sie scheint in deren untere Horizonte unregelmäßig einzudringen und Linsen derselben zu umgeben. Sie streicht in der Richtung N 35° W durch die Hänge, und diese Richtung ist gewöhnlich ein wenig verschieden von dem allgemeinen Streichen der darunterliegenden Tuffe.

Diese Mandelsteinlava wird in zirka 1820 *m* Höhe von dünnschichtigen, feinen Tuffbreccien überlagert, und diese gehen nach oben in braune oder olivgrüne, mergelige Tuffe über, deren verwitterte Oberflächen oft blaßgrau sind und beinahe einem Kalke gleichsehen, doch sind es kalkige Tuffe. Auf diesen liegt in 1880 *m* Höhe ein intensiv schwarzes, grobes Tuff- und Porphyritkonglomerat, ähnlich demjenigen an der Basis der Saliceng- oder allerobersten Tuff- und Lavagruppe im Buffaure-Massiv. Es ist hier etwa 20 *m* mächtig, zeigt im unteren Teile keine Schichtung, jedoch eine gewisse undeutliche Bankung in den allerobersten Teilen.

Es wird im W von einer senkrechten Verwerfung, der NNO-SSW-Verwerfung, geschnitten, die man durch Col di Tenna ziehen kann.[1]

Die Schichten, welche auf der Ostseite abgesenkt wurden, sind die schwarzen, sedimentären Tuffe und gelegentlich dünne, schlackenartige oder breccienartige Laven von Wengener Alter. Sie zeigen flaches Westfallen und gehen nach oben in dunkle Schiefer mit dürftigen Fossilien, meist Bruchstücke von Stengeln und Blättern, von *Daonella Lommeli* und *Posidonomya Wengensis* über.

Die Wengener Schichten gehen aufwärts wieder in eine typische Folge von Cassianer Schichten und zwischengelagerten feinen Tuffen und Cipitkalken über, welche den hohen Kamm der Cima di Rossi aufbauen. Da wir von

[1] Diese Verwerfung und die begleitenden Parallelverwerfungen sind bei Mojsisovics beschrieben („Dolomitriffe", S. 363).

anderen Stellen der Col-di-Tenna-Verwerfung wissen, daß die Sprunghöhe im O nur etwa 40 *m* beträgt, ist es möglich, die Mächtigkeiten der Eruptivschichten an der Cima di Rossi zu berechnen.

Von zirka 1500 bis 1620 *m* steht der feldspatreiche Augitporphyrit an; von 1620 bis 1780 *m* die Gruppe der Palagonittuffe und Tuffbreccien; von 1780 bis 1820 *m* massige Lava mit Rosettenstruktur; von 1820 bis 2040 *m* stehen Wengener Schichten an, zu welchen noch 40 *m* einer Lücke in der Schichtenfolge hinzugerechnet werden müssen, die durch die Verwerfung verursacht wurde, von 2040 bis 2375 *m* Cassianer Schichten.

Mit Berücksichtigung des westlichen Einfallens in den Palagonittuffen und in der Wengener und Cassianer Schichtengruppe ist die annähernde Mächtigkeit in der Reihe, von unten angefangen, 120 *m*, 130 *m*, 40 *m*, 180 *m*, 280 *m*, im ganzen etwa 470 *m*. Die Hauptunterschiede in der Schichtenfolge hier und im Nordteil von Buffaure sind 1. die bedeutend größere Mächtigkeit der Tuffe und der oberen Decke von Mandelsteinaugitporphyrit in Buffaure, 2. an den Westhängen der Cima di Rossi das Fehlen von grob eingeschalteten Kalken und mächtigen Massen von gemischten und eruptiven Breccien, 3. die einförmige, ruhige Auflagerung des massiven Augitporphyrits auf Mendolakalk an der Cima di Rossi mit Diskordanz der Lagergänge und gelegentlich mit Entsendung von Apophysen in den Kalk. Diese Unterschiede können im Hinblick auf die Cima di Rossi ganz gut mit der größeren Entfernung vom Brennpunkte der Eruptionstätigkeit erklärt werden.

Die Beziehungen der Cima di Rossi zu dem benachbarten Gebiete von Fassa.

Die Südüberschiebung oberhalb Penia und die Krümmung des Schichtenstreichens nach S läßt bezüglich der Cima di Rossi eher eine tektonische Verwandtschaft mit der Rodella als mit Buffaure vermuten.

Die gestörten Werfener Schichten in der Nachbarschaft von Gries und Canazei bilden einen Teil des mittleren Rodellaschubkeils.

Sie werden im O von Canazei durch die N-S-Verwerfung abgeschnitten, und die Scholle der Cima di Rossi wurde abgesenkt und nach S verschoben. Die Vorkommen von Werfener Schichten und unterem Muschelkalk östlich von Alba, welche zu dieser Scholle gehören, stellen nach der Auffassung der Verfasserin die verlagerte Fortsetzung des oberen Rodellaschubkeils vor, jenes Schubkeils, in welchem die Werfener Schichten bei Mortiz (Mortitsch) weithin zutage treten. Nach dieser Auffassung bilden die eruptiven Schichten von Cima di Rossi einen Teil des Belvedere-Rückens im N des Fedajatales und wurden nur infolge der Quer-Deformationen in die nächste Nähe des Buffaure-Massivs gebracht.

An den Peniaabhängen sind infolge der geringeren Verschiebung auf der Ostseite der NNO-SSW-Verwerfung (Val Roseal) die unteren Horizonte unter der eruptiven Schichtenfolge aufgeschlossen und lassen die starke Zusammenpressung erkennen, die bereits beschrieben wurde.

Die Beziehung des Belvedere-Gebietes an den Fedajahängen zum Marmolata-Massiv wurde von Professor Salomon klargelegt.[1]) Er weist nach, daß der ost-westliche Belvedere-Gebirgszug eine Antiklinale mit abfallender Flexur südlich gegen das Fedajatal ist, an dessen Südhang die fast parallele Antiklinale vom Marmolata-Massiv steil hinaufragt. Er bewies das Vorkommen einer steilen Verwerfungsfläche an den Nordhängen von Fedaja und an den Südhängen das Vorhandensein einer wichtigen Schubfläche am hohen Marmolatakamme, die mit 65° gegen NNO geneigt ist und an welcher ein Schubkeil aus Fedaja steil nach SSW, gegen die nordfallenden Felsen dieses Massivs überschoben wurde.

Einen weiteren unteren Schubkeil wies Professor Salomon in der Marmolata nach. Die basale Masse dieses unteren Keiles ist im Gebiete des Contrinhauses in die begleitende geologische Karte eingetragen. Sie bildet einen Teil der großen domförmigen Aufwölbung zu beiden Seiten des Contrintales. Auf diese Aufwölbung wurde von der Nord- und Nordwestseite her die Schubmasse von Marmolata und Collaz, und von der Süd- und Südostseite her die Schubmasse von Cima Ombretta—Col Ombert aufgeschoben.

Diese Schubflächen wurden von dem System der NNO-SSW-Brüche geschnitten und an ihnen horizontal verschoben.

Die auffallendste dieser Querstörungen verläuft zwischen Collaz und Buffaure-Massiv und setzt sich über das Haupttal zur Cima di Rossi fort.

Auf der Westseite dieser Verwerfung sind sowohl in Cima di Rossi wie im Buffaure die Eruptivgesteine gesunken und nach N und S horizontal verschoben.

Es darf also daraus geschlossen werden, daß in der jüngeren Anordnung von relativen Hebungs- und Senkungsgebieten in bezug auf die NNO-SSW-Falten und -Verwerfungen das Gebiet von Cima di Rossi gemeinsam mit dem Buffaure-Gebirge in eine wohl ausgeprägte Synklinale verfaltet wurde, während in bezug auf die frühere Faltung in WNW-OSO-Richtung

[1] Salomon. Es muß auf Professor Salomons Beschreibung in seinem Werke „Marmolata", ib. S. 68 und 71 Bezug genommen werden. Die Verfasserin hat zur Bequemlichkeit des Lesers einige wenige Hauptdetails in ihre geologische Farbenkarte aufgenommen, um so den Vergleich der Überschiebung, wie sie unter der Punta di Cornate aufgeschlossen ist, mit dem Aufbau im Collaz zu erleichtern.

das Gebiet von Cima di Rossi gemeinsam mit Rodella im W und mit dem Gebirgszug von Sass di Capello und Belvedere im O einen Teil von einer Längsantiklinale nördlich des heutigen Fassa- und Fedajatals bildete.

Wie wir gesehen haben, wurde diese Antiklinale später von einer Anzahl von Schubbewegungen gegen SSW oder S deformiert; die Nordwand des Buffaure-Massivs wurde von solchen Bewegungen in entgegengesetzter Richtung gestört.

Wir dürfen wohl annehmen, daß die breite Talfurche zwischen diesen Gebieten einer schon vorhandenen Störungszone folgte, obwohl alles so verschüttet ist, daß der Nachweis im Tal selber nicht geliefert und nur auf die Verschiedenheit der Tektonik im Nord- und Südhang begründet werden kann.

Die ursprüngliche Lage der Haupteruptions-Spalte in Fassa.

(Vgl. S. 112, Fig. 16.)

Richthofen war es, welcher andeutete, daß das Buffaure-Massiv ein vulkanisches Zentrum sei, von welchem die Eruptivschichten in der Nachbarschaft, sowohl östlich im Fedajagebiet als westlich und nördlich in der Seiser Alpe und in Gröden herstammen.

Mojsisovics[1] schrieb hierüber: „Die Frage nach der Ursprungsstelle der älteren Augitporphyritlaven, die mit dem unteren Wengener Dolomit gleichzeitig sind, ist schwer mit Sicherheit zu beantworten. Nach Berücksichtigung aller in Betracht kommenden Faktoren bin ich geneigt, Richthofens Ansicht aufrechtzuhalten, daß ein älteres Eruptionszentrum im oberen Fassa, im Gebiete des Sasso di Dam (S. Buffaure) vorhanden sei."

„Die zwei Lokalitäten der Eruption in Fassa und Fleims (jene der Monzoni- und Fleimstalgruppe) entstanden am Ende der vulkanischen Tätigkeit und lieferten nur für die höchsten Gruppen der Laven und Tuffe das Material und die Tuffbeimengung in den Wengener Sandsteinen."

Der allgemeine Eindruck, welcher blieb, war, daß das Innere des Buffaure-Massivs die Hauptquelle der mitteltriassischen Tuffe und Laven des Fassa-, Buchensteiner und Grödener Gebietes vorstelle. Die Verfasserin betonte in ihren früheren Werken die Beziehung der Laven und Tuffe zu gewissen langen Deformationslinien und vertrat die Ansicht, daß in mitteltriassischer Zeit ein System eruptiver Spalten in allgemeiner O-W-Richtung (respektive WNW—OSO) vorhanden war und verschiedene lokale Öffnungen in diesen Spalten das Eruptivmaterial dieser Periode für den Bereich geliefert hatten.

Auf den vorangehenden Seiten wurde dargelegt, daß die Eruptivschichten von Cima di Rossi und Buffaure ursprünglich weiter entfernt waren.

Obgleich die Verfasserin den langen Kamm eruptiver Schichten östlich der Cima di Rossi, des Col de Cuc und der Sassi di Capello und östlich Belvedere sowie die Schichten im S des Buchensteiner Tales in ihre geologische Karte nicht einbezogen hat, unternahm sie dennoch mehrere Touren auf diesen Kamm und verfolgte die eruptiven Schichten dort bis zu den Eruptivgängen und auf die Nordabhänge des Kammes.

In den mittleren und mehr östlichen Abschnitten des Kammes stehen mächtige eruptive Breccien aus gemischten Kalk- und Porphyritschichten an den Grenzen der durchdrungenen Schichten verschiedenen Alters — Mendola-, Buchensteiner, Marmolatakalk — an. Die Agglomerate sind mit den Spalten in diesem Gebiete verknüpft und wir haben keinerlei Anzeichen, daß sie vom Buffauregebiet herstammen.

Die Tuffe und Laven sind am mittleren Kamm und an seinen Nordabhängen mächtiger. Im S keilen sie zwischen den mächtigeren, durchdrungenen Massen der Kalkschichten aus. Das Verhältnis der Faziesgrenze zwischen den Tuffen und Laven des Kammes von Sass di Capello und diesen durchdrungenen Schollen von Marmolatakalk an den Nordabhängen von Fedaja deutet auf lokale Intrusionen von einer Spalte mitten darin hin.

Aus diesen Gründen zieht die Verfasserin den Schluß, daß die eruptiven Laven und Breccien des nördlichen Fedajatales der Hauptsache nach von Spaltenöffnungen herstammen, die längs einer Zone eruptiver Tätigkeit an dessen Nordseite angeordnet waren, und nicht von „Sasso di Dam" oder einem anderen Zentrum in Buffaure geliefert wurden.

Anderseits ist es mit Rücksicht auf die große Ähnlichkeit der Schichtenglieder in der eruptiven Folge und die benachbarte Lage wahrscheinlich, daß die Spalten von Cima di Rossi und an den Hängen des nördlichen Fedajagebietes wahrscheinlich im westlichsten Teile ihres Verlaufes mit der Buffaurespalte zusammenhingen.

Professor Salomon legt in seinem Werke über das Marmolata-Massiv den Faziesübergang zwischen den eruptiven Schichten im Fedajatale und den Kalken der Marmolata dar. Er nimmt einen ununterbrochenen Zusammenhang der Eruptivschichten von Fedaja bis Buffaure an. Die Verfasserin stimmt hiemit überein und ihre Untersuchung des Buffaure-Massivs gestattet ihr, einige neue Betrachtungen vorzubringen, welche diese Auffassung bestätigen.

Zunächst hat die Entwicklung einer Querscholle im Buffaure und ihre Überschiebung gegen W gewisse Teile der Nordwand der Spalte, welche sich ursprünglich in einer Richtung zueinander befanden und sich deshalb weiter

[1] Mojsisovics „Dolomitriffe", p. 393.

gegen Fedaja hin erstreckten, in das Verhältnis des Hangenden und Liegenden gebracht. Die Schollen der Cima di Rossi wurden damals auch nach W gedrängt, so daß ursprünglich die Wände der Eruptivspalte und die Spalte selbst mehr allmählich in das Fedajatal übergingen, als wir dies nun in den stark zusammengepreßten und gestörten Lagerungen vor Augen haben, welche die verschiedenen Schollen bei Alba und Penia einnehmen. Zweitens ist es nun möglich, zu einer klareren Bestimmung der Lage der ursprünglichen Spalte im Buffaure-Massiv und in Monte Dona zu gelangen.

Anhaltspunkte sind gegeben durch das Vorhandensein der groben Tuff- und Kalkagglomerate, durch die Feststellung einer Anzahl von Gängen und Lagergängen, die Kenntnis der Schichtenhorizonte, in welche sie eindringen, sowie durch die wirkliche Lage der durchdrungenen Schichten, vorausgesetzt, daß sie der Basalmasse und nicht den Überschiebungskeilen angehören.

Bei Campitello sind mächtige Lagergänge zu beiden Seiten des Tales vorhanden und befinden sich offenbar hier in ursprünglicher Lage, da eine Anzahl von vertikalen Gängen damit verbunden ist.

Diese kommen in der Unterschiebungs- oder Basalmasse vor, relativ sowohl zu den Durontal- und Rodella-überschiebungen nach S als auch zu dem Westschub in Buffaure.

Diese Lagergänge senden nordwärts an der Campitello-Ecke Apophysen in die Gesteine des unteren Muschel- und Mendolakalks.

Die Gangapophysen gegen S, in die Mendola- und Buchenstein-Horizonte der Fontanazzoscholle, sind äußerst begrenzt. Hier bedeutet der Nachweis, daß die Ganggesteine sich durch die Basalmasse hauptsächlich in einer schmalen Zone zwischen Campitello und Fontanazzo im Fassatal erstrecken. Vergleichen wir nun die Ostseite des Tales, so finden wir, daß der mächtigste der Buffaure-Lagergänge hier ansteht und Apophysen in die Werfener, unteren Muschelkalk- und Mendolagesteine entsendet.

Er dehnt sich südlich bis Pallua aus und reicht dort in die Drio-le-Palle-Schlucht. Oberhalb von ihm sind Tuff- und Porphyritagglomerate, teils feinere, teils gröbere.

Gegen S kommen hier keine dicken Lagergänge mehr vor, sondern nur dünne Gänge und Lagergänge in den unteren Schichten; die Gesteine in den unteren Horizonten der eruptiven Schichtenfolge sind hauptsächlich grobe Tuffe und Tuff- und Kalkbreccien der ersten Ausbrüche. Dies gilt auch für den Südteil des Buffaure.

In den NO-Hängen finden wir einen ziemlich mächtigen Lagergang unter den Tuffen in Ciampaz, und bei Pianat auch zahlreiche schmale Lagergänge, welche in die gestörten und stark veränderten Werfener Schichten eindringen. Die untersten hier aufgeschlossenen Gesteine sind Lagergänge aus feldspatreichem Andesit.

Abgesehen von der Frage nach der genaueren Periode in der Reihenfolge der Eruptivtätigkeiten, in welcher die Lagergänge in die unteren Horizonte der triassischen Schichtenfolge eindrangen, deuten die Tatsachen darauf hin, daß die Öffnung oder die Öffnungen, welche die Hauptquellen der Lava lieferten, im nördlichen oder mittleren Teil des Massivs gelegen waren.

Zugleich muß ein besonderes Gewicht auf die Verteilung der ältesten Tuffe gelegt werden.

Diese häuften sich als grobgeschichtete Massen hauptsächlich im S von Buffaure an.

Nördlich von einer Linie zwischen Ciampaz und Drio-le-Palle erscheinen die Laven mehr mit großen Blöcken und sedimentären Stücken von manchen verschiedenen Horizonten vermischt. In der Form von gemischten Tuffen und Laven dringen sie in die Werfener und Muschelkalkschichten ein, z. B. bei Sor Elbes, wie sie auch ungleichförmig und unregelmäßig auf denselben lagern.

Sie erfüllen so manche schmalen „Kanäle" in der Mitte der sedimentären Schichtenfolge, z. B. in den Hängen gegenüber von Alba und an den Nordhängen unter Col Pelos.

Soweit sich also die Feldbeobachtungen der Verfasserin zusammenfassen lassen, möchte sie urteilen, daß die aktiven Spaltenöffnungen in Buffaure während der Periode der Eruptionen in einer Einbruchszone lagen, welche sich in WNW-OSO-Richtung quer über das Fassatal vom Monte Dona nach Ciampaz und Pianat ausdehnte.

Bevor die Collaz-Scholle zu einer jüngeren Periode von ihrer mehr nördlichen Lage zu ihrer heutigen verschoben wurde, war wahrscheinlich die weitere Ausdehnung der Spalte gegen Sass Nero und Torre Dantone, kurz also im S des Marmolatakalk-Massivs.

Als ein weiterer Schluß ergibt sich, daß die Spaltenwand im N mehr aufgehoben als im S war, da auf dieser Seite die Horizonte der Werfener Schichten und des unteren Muschelkalks reichlich Einschaltungen von Lagergängen zeigen und sehr häufig Mendolakalk in großem Ausmaß der Lava einverleibt ist und noch mehr die nächsthöheren Horizonte. Die typische Reihenfolge hat die gemischten Eruptiv- und Kalkbreccien vom unteren Muschelkalk aufwärts, während weiter südlich die Breccien hauptsächlich oberhalb des Mendolakalks beginnen.

Mit anderen Worten, die Gesteine, in welche bei demselben Niveau der Lava und der Agglomerate Eindringungen stattfanden, waren in der Nordwand tiefere Horizonte als in der Südwand.

Der südwestliche Teil von Buffaure, der jetzt in die Länge gezogen ist, war ursprünglich weiter im NO und bildete einen Teil der Südwand der Spaltenzone. Dieses Vorkommen in der ursprünglichen Südwand von Buffaure,

sowohl in dem gegenwärtigen Südwestgebiet als auch der Südecke zeigt, daß Senkungen und Einstürze hier während der Periode der Eruptionen große Fortschritte gemacht haben müssen, so daß auf diese Weise die Spalte innerhalb Buffaure sich rasch gegen S zu erweiterte. Dies trat nicht in einer so deutlichen Ausdehnung in der Monte-Dona- und Durontalfortsetzung gegen W hin ein und ist in der Tat der Hauptunterschied im Aufbau der Eruptivspalten im Buffaure und den angrenzenden Gebieten.

Das Gebiet südlich von Drio le Palle im Buffaure scheint eine Querspalte in der Südwand gewesen zu sein, die sich konstant erweiterte und von der wiederholte Einstürze große Massen von zerbrochenen Kalken in das Eruptivfeld brachten.

Eruptivtätigkeit begann offenbar während der oberen Buchensteinperiode an der Buffaurespalte, weil gelegentlich grobgeschichtete Tuffe und Tuffbreccien auf einem unregelmäßen Boden von Knollenkalken mit grünen Tuff-Einschaltungen lagern, wie z. B. im Sumelatal.

Hier ist jedoch kein Zweifel, daß die Haupteruptionen nur wenig vor dem Ende der Buchensteinperiode begannen, und daß die stärkste und ausgebreitetste Phase mit dem Ausbruch der Palagonittuffe verbunden war.

In dieser Periode und nicht weniger in der nächstfolgenden „Wengen"-Periode der Eruptivtätigkeit war hier sehr wenig Unterschied zwischen den Anhäufungen von Tuff und Lava im Buffaure und in den Nachbargebieten von Monte Dona und Fedaja.

Alle diese Gebiete scheinen gegen W zu in Verbindung gewesen zu sein.

In dem Grödener Gebiete waren die eruptiven Ausbrüche viel weniger reichlich und mehr lokal.

Die Lagergänge und Ergüsse waren dafür verhältnismäßig größer.

Wie wir oben gesehen haben, waren die Öffnungen in den Grödener Gegenden längs einer Spaltenzone ungefähr parallel mit der Hauptspalte in Fassa angeordnet. Eine Kartenskizze der wahrscheinlichen Verteilung liegt bei (Fig. 16).

Die Synklinallage des Buffaure-Massivs.

(Vgl. Fig. 50.)

Die Nord-Überschiebung am Sor Elbes-Teil des Buffaure unterscheidet ihn strukturell von der Geologie der Cima-di-Rossi-Hänge auf der Gegenseite des Fassatales, und von der Rodella, wo horizontale Verlagerungen in südlicher Richtung Platz griffen.

Zwischen diesen zwei Gebieten ist ziemlich sicher eine O-W-Verwerfung vorhanden, da die Verlagerungen eine Trennung der zwei Gebiete in einer vergleichsweise älteren Phase der Bewegungen anzeigen.

Aber in dem unteren Niveau sind hier nur spärliche Aufschlüsse da, wo man die Verwerfung erwarten würde. Wir finden vielleicht Anzeichen dieser oder einer begleitenden Verwerfung in der vertikalen Stellung der Werfener Schichten in den untersten Hängen zwischen dem Cernadoibach und Pianat erhalten und in der äußerst gestörten Beschaffenheit der Werfener Schichten längs des ganzen Hanges.

Dies kann die Haupt-O-W-Verwerfung sein, welche die zwei Gebiete trennte oder eine von einer Gruppe von Verwerfungen in ursprünglicher O-W-Richtung. Wegen der südlichen Verschiebungen in der Albagegend wäre die ursprüngliche Fortsetzung gegen O in den WSW-ONO verlaufenden Störungen im Fedajatalhang zu finden. Der gegenwärtige zickzackige Verlauf der früheren ostwestlichen Störungen ist durch die Verschiebungen an NNO-SSW-Verwerfungen erklärt.

Gegen W haben wir Anhaltspunkte im Nordhang des Durontals.

Auf den früheren Seiten, die sich mit den O-W-Verwerfungen durch die Rodella beschäftigten, wurde eine WNW-OSO-Verwerfung in tiefem Niveau am Nordufer des Durontales oberhalb von Campitello beschrieben (S. 232).

Ihre Strukturverhältnisse zeigen an, daß sie ein Teil der ursprünglichen O-W-Verwerfung durch die N-Duronhänge war, welche südwärts verlagert wurde.

Diese Verwerfung setzt sich ziemlich sicher ostwärts fort durch die Breccien von Pian gegen das Fassatal.

Die Scholle an ihrer Nordseite ober Pian umfaßt die unterste der Rodella-O-W-Schollen, während auf ihrer Südseite sich der basale oder unterschobene Teil der Monte-Dona-Hänge befindet, welcher ursprünglich in Verbindung mit den Buffauregesteinen gewesen ist.

In der Tat, wo Beweise nützlich sein könnten, wäre zu zeigen, daß eine O-W-Störungszone in jenem Teile des Gebietes zwischen Campitello und Canazei vorkommt, der nun weit erodiert und mit Schutt bedeckt ist. Die N-Überschiebungen im Nordhang des Buffaure mögen deshalb nach denselben allgemeinen Grundregeln erklärt werden wie die S-Überschiebungen in Rodella, beruhend auf einer Überkippung der Verwerfung und Überschiebung und Packung der anliegenden Schollen in übereinanderliegende Stellung, deren Inklination von der Lage und Form der älteren Längsfalten abhängig war.

Daß dieser Prozeß an der einen Stelle gegen N, an einer anderen gegen S stattfand, ist übrigens nicht an sich befremdend, da die Unterschiebung im Verhältnis zur Überschiebung immer stattfand und die Krustenpressungen als gekoppelte Kräfte wirkten.

Es verlief eine wichtige WNW-OSO-Antiklinale durch die Rodella, und die Schubkeile der Rodella gehören der deformierten Antiklinale zu, während der Schubkeil in der Nordwand von Buffaure in der Synklinale südlich der steilfallenden Rodellaantiklinale entstanden ist. Auf der Buffaure- oder Südseite des Fassatales zwischen Campitello und Canazei fallen die Eruptivgesteine der Basalmasse bergein, d. h. südlich gegen eine Synklinale in der Längsrichtung.

Auf der Westseite von Buffaure, gegenüber Campitello, sind dieselben Gruppen von Eruptivgesteinen vorhanden wie an den unteren Hängen von Monte Dona seitlich von Campitello.

Diese treten in der Basalmasse von Monte Dona auf und ihre Ähnlichkeit zu beiden Seiten läßt nur geringen Zweifel, daß sie ursprünglich zusammenhingen.

Aber die Grenzgesteine steigen in Monte Dona steil zu den höheren Hängen im W an, während sie auf der Buffaureseite einen gleichförmigen, tiefen Horizont mit ganz geringem Einfallen einhalten.

Die Zerschollung an den Monte-Dona-Hängen längs der NW-SO-Verwerfungen ist ebenso von jener an der Buffaureseite verschieden.

Dies wird erklärt, wenn wir annehmen, daß die NNO-SSW-Verwerfung in Rodella, welche die Scholle von Gries absenkt, ihre Richtung gegen SSW behält, so daß sie dann im Fassatal vorhanden ist, und daß die Buffaureseite sich verglichen mit der Monte-Dona-Westscholle in abgesenkter Lage befindet. Es mag also angenommen werden, daß die Nordhänge von Buffaure im N von Rodella und Cima di Rossi durch O-W-Verwerfungen, im W von den Monte-Dona-Hängen durch eine NNO-SSW-Verwerfung und außerdem im O von Ciampaz und Collaz durch die Val-Roseal-Verwerfung abgetrennt waren.

Zwischen diesen zwei NNO-SSW-Verwerfungen bildeten sie eine Zone von deutlicher Krustensenkung, ein Synklinalgebiet in der Querbewegung.

Nach der Ausbildung der Verwerfungen waren die Verlagerungen innerhalb dieser Zone im wesentlichen unzusammenhängend mit jenen in den angrenzenden Gebirgszonen.

Auf der Südseite von Buffaure wurde eine O-W-Verwerfung in den Meza-Selva-Hängen nachgewiesen, welche sich im S von Sass di Rocca nach Sass Bianc fortsetzt.

Die steile, südwärts geneigte Flexur im Marmolatakalk von der „Buffaure-Alpe“ zum Val Nicolo ist im S gegen aufgerichtete Werfener Schichten abgeschnitten, so daß die Südgrenzen von Buffaure auch gegen diese Schollen im S gestört sind (vgl. S. 303). Westlich von Dovidor ist dies aber nicht der Fall.

Die Hauptfalten der WNW-OSO-Faltung scheinen anfangs in diesem Massiv und in den Gebieten östlich und westlich davon zusammenhängend gewesen zu sein.

Die Entwicklung der Haupt-O-W-Verwerfungen kann auch auf beiden Seiten des Fassatales identifiziert werden.

Die NNO-SSW-Verwerfungen aber können im Buffaure nicht regelrecht verfolgt werden, da sie in bedeutendem Maße in die Bildung der Westschubkeile einbezogen sind.

Die zwei Faltungssysteme im Buffaure.

Wir sind nun in der Lage, die Hauptlinien der Strukturänderungen zusammenzufassen, welche im Buffaure-Massiv zwei Systeme von Faltungen beweisen, von denen das eine im Sinne einer älteren Faltungsphase aufgeprägt wurde.

Der weite Ausstrich von Eruptivgestein, welches die Hauptmasse und Zentralerhebung des Buffaure-Gebirgsmassivs von 1600 bis 1700 *m* aufwärts bis zum Gipfelkamm von über 2500 *m* Höhe bildet, erweist sich als ein auffallend wenig gestörtes Gebiet. Die große Mächtigkeit der Eruptivgesteine blieb ungestört mit Ausnahme von einer oder zwei Verwerfungen von geringer Sprunghöhe.

Aber sie sind umrandet und unterlagert von Bändern von sehr gestörten Gesteinen.

In dieser Hinsicht verhält sich das Eruptivgebiet ganz ähnlich in den Hauptstrukturzügen wie das Dolomitgebiet in dieser Gegend.

Zuerst sollen die jüngeren Faltungen in NNO-SSW-Richtung — teilweise eher NO-SW — besprochen werden.

Der Körper des Buffaure-Massivs ist in einen östlichen und westlichen Teil durch eine NNO-SSW-Verwerfung zerlegt, welche in der Mitte des Gebirges von Sor Elbes im N nach Mairins im S zieht.

Diese Verwerfung mag „Costa- und Anterfosverwerfung“ genannt werden, nach den Namen der zwei Orte, wo sie im N und S auftaucht.

Die östliche Scholle ist gegenüber der westlichen relativ gehoben und wird im O von einer anderen NNO-SSW-Verwerfung, der Val-Roseal-Verwerfung, geschnitten.[1]

[1] Diese wurde von der Verfasserin früher auf eine lange Strecke nordwärts nachgewiesen, als jene NNO-SSW-Verwerfung oder -Verwerfungsgruppe, welche die Dolomitfelsen des Sellamassivs im W von den Almen von Campolungo und Corvara im O abgesenkt hat und sich ins Enneberggebiet fortsetzt. Sie ist also in diesem Bereiche von großer Wichtigkeit („Torsion-Structure“, aut. Q. J., G. S. 1899, p. 599, 616, Fig. 13, 14).

Die Scholle im O von dieser Val-Roseal-Verwerfung ist die Hauptquerantiklinale dieses Gebietes, nämlich die Hebung von Col Laz und Contrinalpe, die sich nordwärts in den „Cogolmai" oder westlichsten Teil des Marmolata-Gebirgszuges fortsetzt.

Dies ist also eine Serie von drei NO-SW-, respektive NNO-SSW-Schollen, die eine Staffelreihe bilden, in welcher die Senkungen auf der Westseite der Verwerfungen erfolgen.

Jede Scholle zeigt eine NO-SW-Gewölbeform zwischen den begrenzenden Verwerfungen, weist also auf NW-SO-Druck hin.

Hier ist z. B. in der Sor-Elbes- und Cernadoi-Scholle eine ostwärts gerichtete Flexur an der Pianat- oder Ostseite gegen die Verwerfung auf dieser Seite und eine westwärts gerichtete Flexur an der Westseite gegen die Costa- und Anterfosverwerfung.

Die nächste Scholle im W der Costa- und Anterfosverwerfung fällt gegen diese Verwerfung und zeigt einen langen Abhang in dieser Richtung, der in eine hohe Wölbung an der Westseite des Massivs übergeht, und einen kurzen Steilhang gegen W.

Dieses ist das Gewölbe, welches bereits eingehend bei Drio le Palle beschrieben wurde.

Wir können annehmen, daß die westliche Absenkung in die unterschobene Masse einbezogen war.

Wie wir hier sehen, ergriff die Aufwölbung sowohl die über- wie auch die unterschobenen Schollen.

Auf der gegenüberliegenden Seite des Fassatales ist die zunächst angrenzende Aufwölbung des Monte Dona aufgeschlossen. Diese zeigt eine steile, ostwärts gerichtete Flexur, aufsteigend als hohe Wölbung in dem unteren Gehänge und geschnitten im W von einer NNO-SSW-Verwerfung mit Senkung auf der Westseite.

Die älteren Gesteine der Oberpermzeit sind in der ostwärts gerichteten Flexur nahe dem Fassatal von Campestrin bis zu Mazzin aufgeschlossen (S. 248).

Da die benachbarten Schichten auf der Buffaureseite, welche in ganz tiefem Niveau bei Lo i Cei gegenüber Mazzin aufgeschlossen sind, aus Mendolakalk bestehen, so ist aus Strukturgründen die Annahme einer Verwerfung zwischen beiden nötig. Nach der Meinung der Verfasserin setzt sich die NNO-SSW-Verwerfung, welche sich westlich von Gries an der Rodella zeigt, wahrscheinlich durch das Fassatal mit Senkung der Ostseite fort.

Man kann sagen, daß die Achse der Synklinalform, welche wir im Buffauregebiet sehen, wirklich in einer Linie mit der Costa-Anterfos- oder Mittelverwerfung in NNO-SSW-Richtung verläuft und seitlich von einer Antiklinalflexur im Drio-le-Palle-Teil der Überschiebungsmasse begrenzt wird.

Diese Faltungen sind parallel mit den Hauptfalten in der Monte-Dona-Seite des Fassatales. Die NNO-SSW-Gewölbe sind unsymmetrisch mit langem Abfall gegen O und kurzem Steilabfall gegen W.

Wir geben nun die Hauptlinien eines Faltungssystems, welches einem Streichen N 75—80° W folgt.

Das WNW-OSO-Streichen ist sogleich aus der geologischen Karte als ein Hauptstreichen am ganzen Berg wahrzunehmen, wenn es auch mehrfach von diesen jüngeren Störungen verzerrt worden ist. Im Innern des Berges ist die Masse eine WNW-OSO-Synklinale, die in der älteren Faltung zwischen den hohen Antiklinalen in dieser Richtung, von Rodella im N und Buffaurealpe—Val Nicolo (Contrinalpe) im S, ihre Lage hat. Es sind aber darin einige Flexuren und Falten, die sich mit diesem Streichen im Lauf der Störungen entwickelt haben.

Im N zeigt der Col-Pelos-Vain- und Saliceng-Gipfelkamm in der Schubmasse ein Streichen meist ohne Komplikationen und in der Form einer Wölbung mit Fallen nach NNO und SSW. Der Scheitel dieses Gewölbes kreuzt den Kamm in Col Vain, zieht dann durch den Südhang des Sass di Saliceng gegen Ciampaz.

Der NNO-Abhang ist bedeutend länger als der gegen SSW und dehnt sich vom Gipfelkamm bis zum Fassatal im N, während der SSW-Abhang nur bis zum Val Grepa innerhalb des Gebirges reicht.

Das WNW-OSO-Streichen wird offenbar an einem Gewölbe in den Felsen von der Drio-le-Palle-Schlucht und Col de Mesdi auf der Westseite durch Bel Col zu dem südlichen Hang des langen Rückens von Su l'Aut angezeigt. Dieser Rücken erstreckt sich in WNW-OSO-Richtung von La Busa bis zur Ecke des Col-Laz-Gebietes.

Die ganze Zone hat die Form einer Antiklinale mit sanftem Abfall gegen Val Grepa im N und steilem Abfall südwärts gegen Val Sumela.

Die nächste WNW-OSO-Falte im S ist jene von Doy de Sora und der Sumelaschlucht, deren östliche Fortsetzung sich in Col Sabie, Mairins und dem Nordhang des Nicolotals findet.

Die Wölbung kann man am besten in den Mendolakalkfelsen von Doy de Sora oberhalb des Fassatales im W und in den Marmolatakalkfelsen von Col Sabie und Mairins im Val Nicolo erkennen.

Wegen der Erosion der Val-Nicolo-Hänge weiter im O ist nur der Nordflügel des Gewölbes in den Werfener Schichten unterhalb Sass di Rocca gut erhalten, aber weiter östlich an den Contrinhängen ist die volle Antiklinalform mit hoher Auffaltung der Bellerophonkalke aufgeschlossen.

Diese älteren Faltungen in Buffaure sind von ihrer ursprünglichen westlichen Fortsetzung durch die Schubfläche mit Westschub abgeschnitten. Aber eine ähnliche Serie kann auf der Westseite des Fassatales erkannt werden *a)* in der südlichsten Antiklinalflexur in dem Dolomitmassiv, umfassend die Roc di Ciampie und im W die Rosengartenflexur; *b)* in den am Polenton südwärts und im Mantello nordwärts geneigten Hängen der nächsten Antiklinale im N; *c)* an der gestörten und verworfenen Flexur der Monte-Dona-Hänge mit deutlich erhobener Scholle zwischen Pra Molin im N und La Fontana im S.

Allgemeiner Überblick des Fassa-Gebietes.

Kreuzende Faltungen.

Die komplizierten tektonischen Verhältnisse im Fassatalgebiete werden am leichtesten verständlich, wenn wir sie innerhalb des Rahmens der zwei Systeme von Längs- und Querfaltungen beschreiben.

Wie wir gesehen haben, sind die älteren Längsfalten in WNW-OSO-Richtung durchaus nicht verwischt, nur umgestaltet, stellenweise verlegt und in steileren oder flacheren Schollen schuppenartig angehäuft, stellenweise auseinandergerissen. Sie haben besonders in Senkungsgebieten neue Faltungsrichtung angenommen.

Nehmen wir zuerst die alte Rodella-Längsantiklinale im N des Fassatales. Diese wurde schon in der WNW-OSO-Faltungsepoche von Längsflexuren und Brüchen getroffen, deren Richtung W-O langsam mehr in die gegen OSO überging. Während eines Zeitraums von stärkerer Zusammenpressung wurden die WNW-OSO-Längsantiklinen steiler und enger gestaltet. Die Flexuren und Brüche wurden hier südwärts überkippt und Schubbewegungen der Schollen traten ein.

Es folgte ein Zeitraum von Querdruck und Querfaltung, wobei diese Masse von einer NNO-SSW-Antikline des neuen Faltungssystems ergriffen und aufgehoben wurde.

Dadurch wurde hier das langgestreckte Gewölbe in einen Dom verwandelt.

Die ganze Reihe von Schubschollen war dann in der Westseite von Rodella hoch aufgewölbt mit steilen, gegen W und SW herunterbiegenden Flexuren. Die unteren Triasschichten gleich unter der Rodellaspitze bilden auf dieser Seite an der Gabbia-Wiese eine auffallende Kuppel. Die Werfener und unteren Muschelkalkschichten sind im unteren Pozzatesbach steil geknickt, und die Störung ist mit einer Überschiebung der geknickten Schichten von O nach W über Mendoladolomit verbunden.

Die überschobene Schichtenmasse ist von mehreren flachen Gleitflächen zerschnitten, an denen tektonische Mylonite und Breccien besonders in der Mendoladolomit- und Buchensteiner Kalkgruppe entstanden sind. Die Schichten im Hangenden, samt den Wengener, Cassianer und Schlerndolomitgruppen, sind als eine obere Schubmasse abgetrennt und nach W verfrachtet worden. Ein große Aufstülpung des Schlerndolomits an der Stirn dieser Schubbewegung gegen W findet im Dolomitmassiv des Langkofel und Plattkofel statt.

Die westliche Schubbewegung war demgemäß erst nach der Anhäufung der Schuppen im Rodellahang eingetreten. Geringere Schubbewegungen im selben Sinn sind auch am Südostabhang gegen Canazei in den tieferen Schichten und Eruptivfelsen vorhanden.

Die Querantiklinale von Rodella setzte sich in SSW-Richtung am Osthange des Mont Dona- und Ponsingebirges fort. Hier aber querte sie ein altes synklinales Gebiet mit nur geringmächtigen Störungen. Sie behielt also hier die Form eines Gewölbes. Sehr bald wurden die älteren Falten, die aufgewölbt wurden, von O-W-Brüchen geschnitten. Die gleichen Überkippungen und Bewegungen wie in Rodella fanden auch in diesem Teile der Querantiklinale statt. Während der Torsion der ganzen Masse nach SSW wurden diese innerhalb der Masse verdreht und verschuppt. Danach wurde die Antiklinale steiler und höher, mit einer scharfen Knickung gegen W und einer Reihe von Falten auf dem breiteren, ostfallenden Flügel. Die Falten waren von NNO-SSW-Brüchen geschnitten, und es gab mehrere lokale differentiale Bewegungen entlang dieser jüngeren Störungslinien. Die tektonische Westgrenze dieser Querantiklinale ist durch die Senkung des Tuffgebiets von Monte Ponsin und Val Dona gegeben.

Die Ostgrenze dieser Querantiklinale von Rodella und Monte Dona fällt mit einer von diesen NNO-SSW-Verwerfungen zusammen, die hier das Fassatal entlang und weiter nördlich, zwischen Gries und Campitello, im Rodellaosthang verläuft.

Östlich des Tales sieht man in dem von NNO nach SSW langerstreckten Eruptivgebirge des Buffaure-Massivs und nördlich von Alba, in der Cima di Rossi, die Quersynklinale in diesem Sinne, die der Rodella- und Monte Dona-Querantiklinale entspricht. Beide setzen sich weiter südlich fort, aber wir besprechen hier nur das obere Fassatalgebiet.

Der Nordhang des Buffaure-Massivs, gleich in der Nähe der Rodella, war eine Längssynklinale in der älteren Faltung. Als nun die Querantiklinale im W sich bildete, wurde dieser Teil beckenartig gegen N und W wie von einem Faltenbogen umrandet.

Unter dem Einflusse der früheren Zusammenpressung, wurden wie gezeigt, die Falten der Längsantiklinale gegen SSW überkippt und verschuppt. Es trat aber in dieser Ecke der Buffaure-Synklinale eine entgegengesetzte Bewegung gegen NO, mit Überkippung einer größeren Falte, Verschuppungen der Faltenschollen und Gleitbewegungen in den höheren Schichten in dieser Richtung ein.

Gegen Do Piz, in der Nähe des eingeschränkten Winkels, wo die Längs- und Querantiklinale zusammentrafen, hat sich eine steile NNO-SSW-Flexur gebildet, die von einer nach O geneigten Schubfläche geschnitten wurde. Von O sind Werfener Schichten über Eruptivbreccien und darunterliegende Mendola- und Untermuschelkalk-Felsen westlich überschoben.

Man sieht auch, daß dieser Bruch und einige begleitende Störungen durch die unterfalteten und unterschobenen Felsen der Nordwand schneiden, daß also die ganze Masse in der Nordwand am Westschub teilgenommen hatte. Diese Schubfläche setzt sich an der Nordwestseite des Buffaure-Massivs fort.

Die westlich verfrachtete Schubmasse ist im Zusammenhange mit der unterschobenen Masse hoch gewölbt, parallel mit dem Streichen der Deformation und ist auch in mehreren Flexuren quer zum Streichen gelegt und von

Quersprüngen geschnitten. Das Streichen der Verschiebung ist durchschnittlich NO—SW im nördlichen und NW—SO im südlichen Teil des Gebirges. Dies deutet auf einen maximalen Schub gegen W in der Mittellage der alten NNW-OSO-Achse und eine Abnahme gegen N und S, wo die älteren Antiklinalen waren. Solche Ablenkungen des Streichens sind in den vorangehenden Seiten als Folge der lokalen Widerstände in der Kruste entlang der Störungszonen zwischen den Längs-Antiklinalen und den Längs-Synklinalen erklärt.

Diese Störungszone im N entspricht der Fortsetzung des O-W-Bruches, der oberhalb von Pian gegen Pozzates im Durontal verläuft und offenbar durch das Fassatal gegen O zieht. Im Durontal ist die Nordscholle aufgehoben, und dies wären auch die Verhältnisse im Fassatal, wo die Schichten des Rodellahangs gehoben sind im Vergleich zu diesen im S, sowohl oberhalb von Campitello wie in der Nordwand von Buffaure.

Die Störungszone im S ist südlich Sass di Rocca und Mezza Selva aufgeschlossen und setzt sich westlich im im Val Nicolo fort, mit Aufhebung der Südscholle. Da nun das Buffauremassiv im Vergleich zu den Westhängen des Fassatales auch abgesunken ist und eine NNO-SSW-Synklinale bildet, ist es ringsum als ein gesunkenes Gebiet abgetrennt. Wie wir gesehen haben, sind Schubflächen sowohl im W wie im N vorhanden. Diese bedeuten lokalisierte Bewegungen in diesem Becken, indem dasselbe schon früher durch den WNW-OSO-Fassatal-Bruch von Rodella getrennt war.

Immerhin dürfen wir, da die westlichen Schübe in Rodella in ähnlicher Art und Weise wie in der benachbarten Scholle im N entwickelt sind, diese Bewegung als eine allgemein verbreitete im Fassatal-Gebiet anerkennen.

Östlich von Buffaure erhebt sich wieder eine große NNO-SSW-Antiklinale, die die Marmolataspitze (die höchste in den Dolomiten), die Contrinalpe und weiter südlich das Granitgebirge von Monzoni in sich einschließt. In der Contrinalpe stehen die Bellerophonkalkschichten des Ober-Perms am Col Fersuoc in einer Höhe von 2400 *m* an, während im Buffauremassiv, trotz der großen Mächtigkeit der Eruptivtuffe und Laven, die Wengener Schichten an der höchsten Spitze von Sass da Saliceng nur eine Höhe von 2532 *m* aufweisen kann.

Die Contrinalpe bedeutet eine Antiklinale in den beiden Faltungssystemen, der Sass da Saliceng eine Synklinale in den beiden.

Im Marmolatagebirge sind die gewaltigen Schubkeile vorhanden, die von Professor Salomon beschrieben wurden. Die Bewegungen waren gegen S und SO gerichtet; die Schollen stehen jetzt mit sehr steilem Neigungswinkel gegen das Fedajatal im N. In den vorangehenden Seiten hat die Autorin den Collaz-Berg, der die gleiche Kalkfazies wie das Marmolatamassiv aufweist, als ursprünglich mit ihm im Zusammenhang und als Teil der oberen Schubmasse erklärt.

Die Marmolatakalk-Fazies keilt hier nicht normal in der Eruptivfazies aus, sondern kann um den Südrand von Collaz als darauf überschoben gesehen werden. Außerdem gibt es in der Ciampaz-Wiese westlich des Collaz eine fremde Scholle von Wertener Schichten, die aller Wahrscheinlichkeit nach ein Schubrest ist, die dem Collaz zugehört.

Ein weiteres kleineres Vorkommen liegt unter der Südspitze von Collaz, das auf Buchensteiner Kalk und Breccien oberhalb Forca Neigre überschoben ist.

Östlich von Collaz ist eine eng zusammengepreßte Gruppe von Schollen, deren Hauptmerkmal darin liegt, daß sie eine Art Schuppenstruktur gegen W zeigen. Kleine westliche Aufschiebungen haben entlang der NNO-SSW-Brüche stattgefunden, die die Werfener Schichten, stellenweise auch unteren Muschelkalk oder Mendolakalk in den erhobenen Ostschollen gegen W in rasch veränderndem Grad über jüngere Schichten getragen haben. Diese haben die früheren steilen Falten in NO-SW- und ONO-WSW-Richtung in dieser Gegend gänzlich deformiert und ein Kartenbild von zickzackiger Flexur und Schub-Ausstrichen mit vielen lokalen Querrissen hervorgebracht.

Der Hauptsache nach zeigen auch die Störungen in dieser Gegend die gleiche Anordnung und Merkmale, wie von Rodella beschrieben wurde. Die Contrinalpe stellt in der Tat eine Kuppel dar, die auf allen Seiten, auch im Col Ombert steil abbiegt.

Es muß aber wiederholt werden, daß diese Kuppel in der Fortsetzung einer wichtigen WNW-OSO-Antiklinale an der Südseite von Buffaure, jene von Rodella in einer Antiklinale nördlich von Buffaure liegt.

Nach dieser kurzen Zusammenfassung wird es aus der geologischen Karte klar sein, wie sehr die älteren Falten auseinandergerissen und verzerrt worden sind. Es ist erwiesen, daß sich die Kreuzungsstellen von den älteren und jüngeren Antiklinalfalten als eng zusammengepreßte Schollengebiete mit ungefährer Kuppelgestalt auszeichnen, während die Kreuzungsstellen von den älteren und jüngeren Synklinalen sehr langgestreckte Becken bilden, in denen die neue Faltenachse herrschend wird, von denen große Falten gegen die Umrandung überkippt oder entsprechende Schubkeile verfrachtet worden sind. Nur an der Ostseite, woher die wirkenden Kräfte sich äußerten, war dies nicht der Fall. Dort wurden von der benachbarten Antiklinale wieder andere Schollen nach W bewegt.

Die Schichtenmassen nun, die sich zwischen diesen beiden Deformations-Einheiten, nämlich den engen Kuppeln und den langgestreckten Becken, während der damit verbundenen Bewegungen befanden, haben lokale Torsionsverstellungen erfahren und sind dementsprechend durch radiale und tangentiale Brüche geschnitten. Zugleich aber muß gesagt werden, daß, indem die Reihenfolge der Schichten aus alternierenden Gruppen von Kalk oder Dolomit und Mergel oder Tuff bestand, sie bei irgend einer Bewegung wegen der intensiven horizontalen, differentialen Spannungen sehr leicht von flachen Scherungen zerschnitten wurde. Diese abgelösten Massen haben danach ein eigenes Deformationssystem aufgewiesen und die feineren Tuffe und Mergel sind öfters während der Bewegungen um die mächtigen

Kalk- und Dolomit-Abscherungsschollen gewickelt, fast wie gedreht. Solche Drehungen in bezug auf Schichten von ursprünglichen, horizontalen Lagerungsverhältnissen sind in der Gegend sehr häufig und konnten sowohl mit den einfachsten wie mit komplizierten Bewegungen entstehen.

Wenn man nun die NNO-SSW-Rodella-Antiklinale gegen N verfolgt, muß man den westlichen Schub, den das Langkofel- und Plattkofelmassiv erlitten hat, in Betracht nehmen, indem dieser nach der Bildung der Antiklinale stattgefunden hat. Demgemäß entspricht der aufgewölbten Stirn dieses Massivs die verstellte Fortsetzung der Rodella-Querantiklinale.

Mehrere Schollen von der Antiklinale kommen in Ciamp de Pinoi und Sora-Freina-Wiese und in der Gegend von Plan am Fuß des Grödener Jochs vor. Aber am Nordhang des Grödener Tales sind die Schollen dieser Antiklinale wieder wegen einer größeren Verfrachtung gegen W bis zum Pitschberg vorgeschoben. Die Verschiebung der Schubschollen der Rodella-Querantiklinale ist ungefähr die gleiche am Pitschberg wie am Langkofel.

In beiden Fällen sind die Bewegungen stark lokalisiert. Zwischen den beiden Gebieten liegt die wichtige WNW-OSO-Antiklinale vom Grödener Tal und diese hat wegen der lokalen Widerstände eine Unterbrechung in dem westlichen Schub hervorgebracht.

Es war in den Synklinalen zwischen den Hauptantiklinalen der älteren Faltung, wo die nach W wirkenden Kräfte die maximalen Abscherungen und Schubbewegungen in der Kruste verursachten. Wo diese Synklinalen von einer Querantiklinale später getroffen waren, scheint es, daß die Schichtenmasse keine zusammenhängenden Biegungen machen konnte, sondern sich leicht in horizontale Gruppen auflöste, die dann übereinandergleiteten oder voneinander verschiedenartig gefaltet und zerspaltet wurden. Immerhin war die ganze Masse in einer einheitlichen Bewegung begriffen und außer an den Gleitflächen verhältnismäßig wenig gestört.

Wir bemerken also in diesen drei Gebieten von Pitschberg, Langkofel und Buffaure die gleichen tektonischen Merkmale. Sie vertreten ein und dasselbe System von Schubbewegungen gegen W, das in den dazwischenliegenden Antiklinalen viel kompliziertere Verhältnisse hervorgerufen hat. Immerhin haben sich innerhalb dieses Schubsystems die benachbarten Gebiete als Einheiten in der oben beschriebenen Art und Weise entwickelt.

Bemerkungen über die faltenden und deformierenden Bewegungen.

Hier gibt es kein Mittel, die Periode zu bestimmen, in welcher die Faltungen in regionalem Sinne in WNW-OSO-Richtungen Platz griffen. Mojsisovics[1] hat schon auf die mitteltriassischen Krustenbewegungen hingewiesen.

In diesem Werke wurden Beweise vorgebracht, daß in Mitteltriaszeit, genauer in der Ladinischen Periode, eine erhebliche Erschütterung der Erdkruste stattfand, begleitet von der Entwicklung langer WNW—OSO streichender Bruchlinien und von Eruptivtätigkeit.

Die Natur der Faziesänderungen beweist fortschreitende Schwankungen des Niveaus am Meeresboden.

Transgression von Tuff und Breccien kamen da und dort vor und hier waren breite submarine Terrassen ruhiger Senkung in der Nachbarschaft von mehr unruhiger Bewegung in Hebung und Senkung in den Zonen der eruptiven Tätigkeit (vgl. S. 112, Fig. 17).

Kalkige Schichten häuften sich auf den Terrassen an, gemischte Sedimente an ihren Seiten.

Diese wechselnden Bedingungen dauerten an während der Epoche der Cassianer und Raibler Schichten, aber in der Norischen Epoche des Dachsteinkalks zogen mehr allgemeine senkende Bewegungen über das Gebiet.

Die mesozoische Epoche zeigt in den Dolomiten wie in den östlichen Alpen ganz allgemein den Einfluß von Schwankungen und örtlich begrenzten Bedingungen.

Man kann sagen, daß in der Ladinischen Periode dieses Gebiet der westlichen Dolomiten von langen Eruptionsspalten in WNW-OSO-Richtung zerschnitten wurde, an Krustenflexuren und starker Zerschollung und Auflockerung der älteren Gesteine in der Nachbarschaft der vulkanischen Tätigkeit unterworfen und daß von der Mitteltriaszeit an hier häufige Niveauschwankungen und Perioden der Krustenbewegungen stattfanden.

Die regionale faltende Bewegung in der Richtung WNW—OSO ergriff die mesozoischen Ablagerungen und die einzigen Vorkommen alttertiärer Schichten in den westlichen Dolomiten gemeinsam mit den alten Ablagerungen. Dabei waren die Falten asymmetrisch, mit kurzem, steilem Südflügel und gegen Norden breiter und flacher.

Die Überkippung dieser Falten und ihre Dislokation durch Schubflächen, sowohl das Vorkommen von nordwärts und südwärts gerichteten Schubbewegungen kann hier den älteren Phasen von Pressungen zugeschrieben werden, welche im Sinne der WNW-OSO-Faltungsbewegung stattfanden. Es folgten die starken Querspannungen und Druckwirkungen der periadriatischen Bewegung, welche die Erhebung der Judikarischen und Dinarischen Alpen bewirkten.

Der Strukturzug, welcher in diesem Werk mehr im einzelnen geschildert ist, besteht in dem Vorkommen von Schubmassen in den Westdolomiten, welche von O gegen W verschoben sind und durch vertikale OW-Brüche in eine Anzahl von parallel angeordneten Schollen zerteilt wurden.

Diese Brüche entwickelten sich während der Querpressung und Westbewegungen als eine Folge von Differentialspannungen in der Masse. Neue gegen W gekrümmte Falten bildeten sich in den verschiedenen Schollen aus, deren Krümmung wegen der größeren Reibungswiderstände in den Teilen der Schubmassen nächst den Brüchen wie in den Gebieten zwischen denselben entstand.

[1] Mojsisovics „Dolomit-Riffe", S. 515, 525/6.

Horizontale oder wenig geneigte Zerreißungsflächen entwickelten sich innerhalb der Schubmassen, so daß gewisse Mächtigkeiten der Gesteinslagen sich differentiell zu anderen verschoben und „Schuppenstruktur" in der Masse auftrat.

Manchmal wurde eine Gruppe von älteren Gesteinen westwärts über jüngere Gesteine innerhalb der Schubmasse wie am Piz de Sella und Pitschberg geschoben.

Jedoch der Hauptzug ist der Westschub von mächtigen Massen höherer Gruppen der Triasgesteine entlang dieser Flächen über mehr enggefaltete und gestörte Gruppen von älteren Gesteinen innerhalb der tieferen Schubkeile (vgl. Fig. 51).

Die Hemmung der unteren Schubkeile in einer Schubmasse trat ein als eine Folge des gesteigerten Reibungswiderstandes in dem unteren Teil oder an der Sohle der Schubmasse.

Außerdem zeigt sich an den Beispielen in diesem Gebiete ein deutlicher Unterschied in der weicheren Beschaffenheit der Ablagerungen der Untertrias, welche so häufig die unteren Lagen der Schubmasse bilden, und der mächtigen Entwicklung von Kalken und Dolomiten im Hauptteil der Schubmasse.

Die Verschiebung der höheren Schichtgruppen trat ein an der Seceda- und Pitschberg-Schubmasse, am Langkofel und Plattkofel, am Rodella-Gipfel und im Buffaure-Massiv.

Diese höheren Schubbewegungen sind charakterisiert durch sehr flache Schubflächen mit Ausnahme der Front der ganzen Bewegung, wo die aufeinanderfolgenden Bewegungsflächen steil aufgebogen und manchmal sogar überkippt sind gegen Teilflexuren oder Widerstände im W, wo der Schub endete.

Die davon ergriffenen Gesteinsmassen waren gefaltete Massen mit WNW-OSO-Faltungssystem, einige davon waren bereits durch nordwärts und südwärts gerichtete Schübe verlagert. Die Verfasserin hat das Vorkommen von

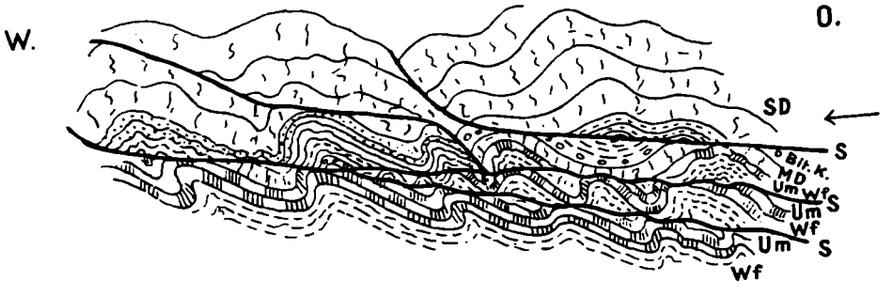


Fig. 51. Typischer Querschnitt einer Schubmasse. Die Schubflächen sind an der Basis aneinandergedrängt. Der Schlerndolomit *(SD)* hat die Tendenz, sich von der Hauptmasse in Differentialbewegungen abzulösen und weiter vorwärts zu gleiten.

Westschüben auf eine Erstreckung von 22 *km* vom Secedagipfel im N bis zu dem Vallaccia-Gebirge im S nachgewiesen. Die Überschiebungsmasse im Buffaure-Massiv ist beinahe gänzlich aus Eruptivfazies der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit zusammengesetzt, die auf verschiedenen Horizonten der liegenden Trias diskordant ruht.

Am Rodella-Gipfel ist eine hohe Schubmasse, welche zu den W-Schubserien gehört, aufgeschlossen, die hier die Marmolatakalk-Fazies in ihrem oberen Buchensteiner Äquivalent umfaßt, und jedenfalls von weiter nach O her verfrachtet worden ist.

Weiter nach W im selben Schubteil liegt die Langkofel- und Plattkofel-Schubmasse, die die ganze Mächtigkeit des Schlerndolomits in sich umfaßt und gegen W wieder in Keile zerlegt ist.

Auf der Nordseite dieser Masse sind zu beiden Seiten des Grödener Tales ältere Schubkeile erhalten, die von mehreren O-W-Brüchen durchschnitten sind und Anteil am Westschub genommen haben.

Der Grödener Bach hat sich tief in die Gesteine dieser Schubkeile eingeschnitten.

Die unterschobene oder Basalmasse im Verhältnis zu den W-Schubbewegungen reicht im Grödener Tal bis nahe an Fischburg.

Im Fassatal ist sie von den älteren S-Schubschollen in den unteren Hängen von Rodella und Monte Dona, und in den unteren Hängen der Westseite von Buffaure vertreten.

Der W-Schubkeile im Rodella und Buffaure haben diese früheren Schubschollen zerschnitten.

Die Gesteine in den Sass-d'Arbacia- oder SO-Hängen der Rodella sind von zahlreichen NS-Verwerfungen zerschnitten und zeigen eine Serie von schmalen überkippten Faltungen und Scherkeilen gegen W. Dies ist wahrscheinlich die nördliche Fortsetzung der Buffaureschubkeile, die gegen W bewegt waren.

Es ist schon erklärt worden (S. 189), daß sich innerhalb dieser Schubmassen bei der Vorrückung neue Falten bildeten und je nach dem größeren oder geringeren Maß des Einflusses der OW-Verwerfungen durch die Schubmassen eine Krümmung der neuen Falten gegen W veranlaßt wurde.

Beide, sowohl die über- als auch die unterschobenen Gesteine, sind von einem System von OW-Verwerfungen durchdrungen. Also sind in diesem Sinne verschobene Falten und Zickzackverwerfungen häufig. Im Monte-Dona-Hang gegen Fassatal haben die Verschiebungen gegen O stattgefunden.

Im Fassa- und Contrin-Gebiet ist das System der NNO-SSW-Verwerfungen, die sich in Verbindung mit der Querfaltung entwickelten, besonders auffallend. In manchen Stellen sind sie gegen W überschoben und mitsamt den Schubschollen gegen W verstellt.

Längs dieser Verwerfungen erkennen wir zwei Deformations-Vorgänge, parallel mit den Verwerfungen und quer dazu. Die parallelen Bewegungen verursachten seitliche Verschiebungen der anliegenden Schollen nach NNO oder SSW, und erfolgten gewöhnlich gleichzeitig in einer staffelförmigen Serie von Schollen. Im Buffaure z. B., während der Einbiegung der WNW-OSO-Synkline in die Quersykline fanden seitliche Verschiebungen gegen N an der Nordseite und gegen S an der Südseite der Quersynkline statt. Als Folge davon wurden zickzackförmige Ausstriche der liegenden älteren Schichten in unterbrochenen Bögen um die Nord- und Südränder der Quersynkline zustande gebracht. Diese Verstellungen waren teils durch die Faltungen, teils durch laterale Verschiebungen längs der NNO-SSW-Brüche erzeugt. Die Bewegungen quer zu den NNO-SSW-Brüchen traten bei intensiverer Zusammenpressung der W—O wirkenden Kräfte auf und haben sich hier als mehr oder weniger steile oder flache Überschiebungen gegen W zum Ausdruck gebracht.

Es ist bemerkenswert, wie eng die Beschaffenheit der Oberflächen diesen gekrümmten Deformationen folgte.

Diese stellen sicherlich die letzten allgemeinen Schubbewegungen in der Reihenfolge der Störungen dar und als die allerjüngsten wirkten sie vorausbestimmend auf die Linien der Erosion. Nichtsdestoweniger haben auch die nördlichen und südlichen Schubbewegungen einen großen Einfluß ausgeübt.

Nehmen wir als Beispiel die Krümmung im Streichen gegen NO, welche die Untertrias im Nordabfall des Buffaure durch die Verschiebungen gegen NNO ausführt, und die Krümmung auf der Westseite durch das stärkere Vorrücken der Schubmasse gegen W in dem mittleren Teil des Synklinalgebietes.

Das Fassatal folgt genau diesen Strukturzügen.

Das Vorkommen von begleitenden Verwerfungsflächen, die der Faltung zugeordnet sind, ist ohne Zweifel ein bestimmender Faktor bei der Talerosion gewesen.

Beweise für mitteltriassische Krustenbewegungen.

Eine erhebliche Anzahl von Beweisen wurde im stratigraphischen Teil dieses Werkes vorgebracht, welche zeigt, daß Bruchbewegungen in O-W- oder stellenweise WNW-OSO-Richtung als zusammenhängende Serien in Mitteltriaszeit bereits die Kruste zu beeinflussen begannen und daß Zonen der Kruste innerhalb des Kartengebietes in schwacher Faltung entweder gehoben oder gesenkt wurden.

Die Gebiete der Senkung zwischen Zonen der Hebung waren die Stellen, wo die Kruste von Eruptivspalten zerrissen wurde und vulkanische Ausbrüche eintraten.

Das Gebiet der Hebung war jenes, wo die kalkig-dolomitische Fazies sich zwischen diesen anhäufte und die Eruptivspalten hier kürzere und längere submarine Abhänge bildeten, sehr unterworfen Deformationsänderungen und der Sitz von lokalen Transgressionen oder gleichzeitigen Verzahnungen von eruptiver und kalkiger Fazies der anliegenden Zonen.

Das Vorkommen von Krustenbewegungen in oberer Buchensteiner Zeit und häufige Einbrüche der Wände der Eruptionsspalten, wenn sich die Brennpunkte der Eruptivtätigkeit erweiterten, hatte eine auflockernde Wirkung auf die Schichten und ging der engen und innigen Einschaltung von Lava in die verschiedenen Gesteinshorizonte und der Bildung von feinen und gröberen Breccien aus gemischtem, eruptivem und sedimentärem oder organischem Materia, voraus. Diese häuften sich an der einen oder anderen Stelle an, wo gerade die Spalten aktiv waren. Außerdem waren die vulkanischen Ereignisse von großen Explosionen begleitet, die imstande waren, zusammenhängende Schollen der Schichten zu zerreißen und dicke Massen zu erschüttern.

Die ursprüngliche Verteilung der Tuffbreccien und Agglomerate wurde in diesem Werk verfolgt und es scheint daß sie sich in ziemlich regelmäßigen Zonen anhäuften und sich meist streng an der Nordseite der Hebungszonen entwickelten, offenbar weil dies die steilere Seite war und auch die gleichzeitigen Flexuren und Verwerfungen hauptsächlich hier Platz griffen.

Das beweist wohl, daß die Krustenpressungen von S her wirkten.

In den Hebungszonen häuften sich die kalkig-dolomitischen Fazies gleichzeitig mit den Tuff- oder Mergelfazies in den Gebieten der Einbrüche und Eruptivtätigkeiten.

Hier wurden drei Hauptzonen von Hebungen während der oberen Buchensteiner Zeit in diesem Gebiete untersucht:

1. Die Fermeda-Geißler Zone im N,
2. die Plattkofel-Langkofel-Sellazone,
3. das Schlern-, Rosengarten-, Grasleiten- und Mantelloplateau, welches sich ostwärts nach Doy de Sora und Mairins fortsetzt.

Die eruptiven Zonen dazwischen sind nun besetzt von:

1 *a)* den Eruptivgesteinen von Aschkler Alpe und Grödener Tal,

2 *a)* Seiser Alpe, Durontal, Monte Dona, Buffaure.

Die eruptiven Gesteine des Fedajatales stellen einen Zweig von dieser Zone vor, welcher gegen O divergiert, während die Buffaurespalte in WNW-OSO-Richtung war (S. 112, Fig. 17).

Die kalkig-dolomitischen Zonen brechen plötzlich gegen W ab und die Eruptivgesteine der zwei Hauptzonen stehen hier am Westhang der Seiser Alpe in Verbindung. Es gab sowohl in Fassa wie in Gröden nord-südliche oder radiale Ausläufer von diesen Hauptzonen.

Wenn wir dies als Fundamentallinien annehmen, welche in die obere Buchensteiner Zeit zurückreichen, so sehen wir, daß die Weiterentwicklung der Triasschichtenfolge und die Anwesenheit jüngerer Gesteine, wie der verschiedenen Gruppen mesozoischer Schichten im Sella-Massiv und im Puez- und Gardenazza-Massiv, damit in Einklang stehen und daß die Krustenbewegungen während dieser Epochen keine ernstliche Störung der Gestaltung der oberen Buchensteiner Zeit bewirkten.

In tertiärer Zeit wurde die ganze Schichtenfolge, wie sie sich in diesem Gebiete bis zur Faltungsperiode entwickelt hatte, längs WNW—OSO streichenden Linien gefaltet; die Achsen dieser Faltungen verliefen zirka N 75° W. Die Faltung, welche gewöhnlich mit der Erhebung der Ostalpen verbunden wird, ist die bekannte Faltungsbewegung dieses Gebietes.

Es will scheinen, daß diese Faltung in der Richtung wenig verschieden war von den Deformationen, welche nach der Ansicht der Verfasserin bis in die obere Buchensteiner Zeit zurückreichen. In diesen Falten waren schon manche alte O-W-Spalten, teilweise von Eruptivmaterial erfüllt, einbegriffen. Wo diese in den sedimentären Material ihren Verlauf hatten, bildeten sie Schwächen in der Kruste.

Die O-W-Verwerfungen.

Wenn wir die Reihenfolge dieser Deformations-Ereignisse betrachten, so finden wir ein Verbindungsglied zwischen der WNW-OSO-Faltung und den späteren Überschiebungen in der Ausbildung einer Anzahl O-W-Verwerfungen, welche schräg durch die WNW-OSO-Falten schneiden und Hebungen und Senkungen in O-W-Richtung schaffen. Wahrscheinlich haben mehrere davon in einem höheren Alter angefangen.

Es ist schon der O-W-Verwerfungen im Gebiet von Seceda- und Aschkler Alpe Erwähnung geschehen. Diese sind hauptsächlich in der westlichen Überschiebungsmasse vorhanden und sind nachweislich ganz jung.

Andere Beispiele mögen erwähnt werden, welche man in der relativ zum Westschub basalen Masse namentlich im Gebiet von Grödener Tal und Seiser Alpe begegnet.

Die O-W-Verwerfung, welche schon Richthofen im Puflatschberg nachwies, mit Senkung gegen N wurde von Rothpletz im Grödener Tal bis auf die Südseite oberhalb von St. Ulrich und von der Verfasserin auf der Nordseite des Tales bis zu den Gehängen oberhalb St. Christina verfolgt. Dies scheint eine ältere Verwerfung, in dem sie ihrer Länge nach in eine Eruptivzone verlauft und lokal in verschiedenartiger Weise ausgebildet ist.

Hier wird sie von der Westschubfläche geschnitten, aber die Verfasserin nimmt an, daß sie auch noch innerhalb der Schubmasse als jene O-W-Verwerfung vorhanden ist, welche die Sorafreinascholle im Süden des Grödener Tales von der Schwatschalpe im N abtrennt und die sich in die Nordhänge des Grödener Passes fortsetzt.

Hier ist sie zirka 70° südwärts geneigt und die Buchensteiner Schichten sind aufgehoben und in geringem Maße über Wengener Schichten auf der Nordseite überschoben, welche gesenkt sind und steil gegen die Verwerfung einfallen (vgl. S. 193).

Eine Begleit-O-W-Verwerfung wurde von der Verfasserin zunächst in den Südhängen von Puflatsch und Pitschberg gezeigt, an welcher von der älteren Synklinalform der Seiser Alpe Cassianer und Wengener Schichten aufgebuckelt und südwärts über Augitporphyrite und verschiedene Glieder der Eruptivgesteine überschoben wurden. Diese Störung ist am Saltrie-Bach fortgesetzt, wo die Buchensteiner Schichten aufgewölbt und von nordwärtsfallenden Verwerfungen geschnitten sind. Sie steht hier in einer Zone, wo kleine Gänge von Zeit zu Zeit in triasischer Zeit Eintritt in den Sedimenten machten und ist wahrscheinlich ihrem Ursprung nach von hohem Alter.

Das Gebiet von Sorafreina und Ciamp de Pinoi wurde von O-W-Verwerfungen geschnitten, die gegen N überkippt sind. Sie fallen auch mit einer triassischen Eruptivzone zusammen, wo bedeutende Eruptivmassen entflossen sind, und in einer Gegend, wo manche Lagergänge vorhanden sind. Wahrscheinlich sind sie teilweise von hohem Alter.

Wir werden nun von der Frage des Alters absehen und einige wichtigere O-W-Brüche erwähnen, wie sie jetzt anerkannt werden können.

Die Langkofel- und Plattkofelschubmasse ist im N und im S von O-W-Verwerfungen begrenzt. An der Verwerfung im N wurde ein Scherkeil von der Hauptmasse abgetrennt und bildet den Piz de Sella. Der Mendoladolomit dieser schmalen Scholle liegt auf einer 40° südwärts geneigten Schubfläche über Cassianer und Wengener Schichten, welche zur Ciamp-de-Pinoi-Scholle gehören. Sie stellt ein Verbindungsglied in der staffelförmigen Reihe von Schubschollen vom Langkofel bis zum Grödener Tal, mit Senkungen gegen N dar.

An der Südseite der Langkofel- und Plattkofelschubmasse kann man eine O-W-Verwerfung, die stellenweise von Querverwerfungen verschoben ist, von der gestörten Westfront der Masse durch die Hänge von Masurei bis zur Basis des Rodellagipfel-Schubkeiles verfolgen; von hier in eine gerade Ostlinie nach Pradel und Mortiz (Mortitsch) im Salei-Tal, dann verschoben nach S, setzt sie sich ostwärts fort.

Während sie zuerst vertikal war, hat sie nun eine Neigung gegen N unter verschiedenen Winkeln längs ihres Verlaufes.

Die zwei Seiten der Verwerfung zeigen eine scharfe Pressung gegeneinander und die nördliche Scholle ist südwärts gegen und über den anliegenden Teil der Schubmasse im S vorgeschoben.

Diese Überschiebung hat jedoch einen lokalen steileren Charakter, westlich wie östlich vom Rodellagipfel.

Die nächsten O-W-Verwerfungen sind jene, welche durch den Rodellaberg ziehen.

Wenn man die tiefste, westwärts unterhalb Chiarvenna, zu den Frainahängen der Duronalpe verfolgt, so kann man sehen, daß sie nach und nach ihre Neigung gegen N verliert und zur gewöhnlichen vertikalen Verwerfung mit Hebung der Nordscholle wird. In diesem Merkmal ähnelt sie genau dem schon erwähnten Unterschied im Falle der obersten.

Eine Anzahl von O-W-Verwerfungen ist in den Monte-Dona-Hängen erhalten, obwohl sie in den verwachsenen Hängen der Eruptivgesteine der Westscholle nicht mehr offenbar sind. Sie haben jetzt eine NW-SO-Richtung wegen Torsionsverstellungen.

Die nächsten O-W-Verwerfungen im Südgebiet sind am besten aufgeschlossen in dem weiten Plateau von Schlerndolomit südlich von Schlern und Monte Dona, manchmal einschließlich als „Rosengarten"-Dolomiten benannt. Die Verfasserin hat den zwei Hauptlinien, welche hier durchschneiden, die Namen „Grasleiten-Verwerfung" und „Vajolet-Verwerfung" gegeben. Sie sind beide schön ausgebildete Flexurbrüche.

Die „Grasleiten-Verwerfung" kann man im O der Gruppe an der Kesselspitze mit Senkung gegen N beobachten (S. 230).

Am Grasleitenpaß ist sie gut aufgeschlossen mit derselben Senkung und in genauer O-W-Richtung.

Sie zieht in das Monte-Dona-Gebiet weiter und wird von einer NW-SO-Torsionsverwerfung geschnitten (Fig. 38).

Die „Vajolet-Verwerfung" ist zunächst ähnlich, aber sie ist verbunden mit der gut erkennbaren Flexur gegen N, beschrieben von Mojsisovics in ihren Aufschlüssen in der West- oder Rosengartenwand des Massivs. Dieser Autor betrachtete diese Flexur nicht als verworfen.

Die Verfasserin hingegen hat eine Verwerfung gezogen, welche diese in der Westwand bei Purgametsch und am Vajolettpaß schneidet und welche sie durch die Dolomitberge nach Mazzin im Fassatal verfolgte. Diese ist hier südwärts verlagert und die Verfasserin nimmt an, daß sie sich ursprünglich in das Buffauregebiet gleich nördlich von Doy de Sora fortsetzte.

Es gibt eine gute Zahl von kurzen lokalen O-W-Verwerfungen an der Westseite von Buffaure, welche von jüngeren Brüchen abgeschnitten sind.

Eine wichtige O-W-Verwerfung ist jene zwischen Buffaure im N und den Vallaccia- und Col-del-Lares-Bergen im S.

Sie hört westlich vom Marmolatakalk des Col Sabie auf. Von oberhalb Dovidor bis zum Fassatal entsprechen sich die N- und S-Gehänge des Val Nicolo vollkomen. Es kann ganz wohl sein, daß diese die ursprüngliche Fortsetzung der Vajoletpaß-Störung ist, die hier von Doy de Sora nach dem Bergsturz in der Südwand südlich verschoben worden ist. Weiter ostwärts setzt sie gegen Sass Bianc fort

Diese Serien von O-W-Verwerfungen nehmen in bezug auf Sprunghöhe und Wichtigkeit gegen W zu ab.

Diese kann man im Gebiet von Seiser Alpe und Schlern als Fortsetzungen von Verwerfungen erkennen, an denen größere Verlagerungen im O stattfanden und deren ursprüngliche Lage in diesen wenig gestörten Gebieten besser beurteilt werden kann.

Der Abstand der bedeutenderen O-W-Verwerfungen voneinander beträgt etwas über 2 *km*.

Im W der Seiser Alpe gehen drei von diesen aus, sobald sie die leitende NNO-SSW-Antiklinale und die Flexur erreichen, welche durch das Gebiet zieht und die Westwand der Alpe hebt.

Andere beschreiben einen scharfen Winkel gegen SSW und setzen sich längs der Westwand fort.

Die Beobachtungen zeigen, daß die O-W-Verwerfungen der Bewegung vorausgingen, mit welcher die Hauptwirkungen der NNO-SSW-Faltungen verbunden waren. Wir haben aber gesehen, daß innerhalb des Gebietes von Fassa und Gröden manche O-W-Brüche ihren Ursprung erst während des westlichen Schubs genommen haben, und andere kurze Brüche noch unter den allerjüngsten sind, die mit Einsenkungen oder Flexuren der ganzen gestörten Schichtenmasse gegen N oder S verbunden sind.

Interferenz-Erscheinungen.

Es mag daran erinnert werden, daß die Verfasserin in ihrem Werk über das Sella-Massiv die geologische Struktur dieses Gebietes auf Grundlage von Drehfaltungen unter Interferenzsystemen von Krustenpressungen erklärte, die hier noch kompliziert sind durch das Vorhandensein von älteren Faltungen und Verwerfungen.[1]

Sie verbindet auch die Drehbewegungen mit der alttertiären Periode von Hebung und Faltung im Judikariengebiet und in den Ost- und Dinarischen Alpen, welche längs der periadriatischen Streichkurven erfolgten.

Diese verlaufen O—W in den Zentralalpen und im nördlichen Teil der Dolomiten, NW—SO in den Dinarischen Alpen im O und NNO—SSW in den Judikarischen Alpen im W und diesem westlichen Teil der Dolomiten.

[1] Autorin: „Torsion-Structure in the Dolomites", 2. J. G. S. 1899; S. 631, Fig. 22.

In diesem Werke ist die Erklärung, welche die Verfasserin im Jahre 1899 angedeutet hatte, für ein viel weiteres Gebiet bestätigt.

Vor kurzem hat Dr. Winkler aus Wien auf Grundlage von resultierenden Pressungen eine Erklärung der geologischen Strukturen der von ihm untersuchten Dinarischen Alpen gegeben. Die untersuchten Gegenden liegen dort an der Krümmung von O—W gegen SSO, eine Lage, welche in den Hauptpunkten der Interferenzerscheinungen als entsprechend dem Nordwestteil der Dolomiten angesehen werden kann, ausgenommen insoweit, als die NNO- oder NO-Richtung der Faltung durch NNW-SSO- oder NW-SO-Richtung vertreten ist.

Man kann auf das publizierte Werk von Dr. Winkler[1] Bezug nehmen.

In diesem Werke bezeichnet Dr. Winkler das ganze System von Interferenzbewegungen verknüpft mit dem gegen N gekrümmten Streichen in diesem Teil der östlichen Alpen als die „Dinarische Bewegung".

Die Verfasserin betonte in ihrem Werke über Sella-Massiv, Langkofel und Plattkofel als die zwei Hauptzüge der Umformung:

1. die Zerlegung der Schichtenfolgen innerhalb der Schubmasse in eine Reihe übereinanderliegender Gruppen, welche verschieden bewegt wurden und unabhängige Schubkeile bildeten,

2. die Verfrachtung von Gruppen jüngerer Gesteine als Schubmassen über ältere Gesteine.

Diese beiden Grundzüge sind in diesem Werke bestätigt und genauer erläutert.

In der Zwischenzeit hat Dr. Frauenfelder[2] in einer Arbeit ähnliche Beobachtungen in den Tessiner Alpen beschrieben. Die gefalteten Massen von jüngeren mezozoischen Gesteinen sind über ältere Schichten verfrachtet.

Dr. Frauenfelder war von dem Vorkommen derselben Erscheinung in den westlichen Dolomiten nicht unterrichtet, als er diese Überschiebungen von jüngeren Gesteinen als sonst in den Alpen unbekannt beschrieb.

Dies ist in der Tat ein Typus von Deformation, der hauptsächlich in den Dolomiten häufig ist wegen des Wechsels von Lagen von Dolomit oder Kalk zwischen klastischen Gesteinen von verschiedener Widerstandsfähigkeit. Häufig ist auch das Vorkommen von liegenden Falten, von deren Oberschenkel die jüngere Schichtenmasse abgelöst und ober dem Mittel- und Unterschenkel als eine Schubmasse verfrachtet wurde.

Die von Dr. Frauenfelder in den Luganer Alpen beschriebenen Strukturen erinnern sehr an die in den Dolomiten und da die Örtlichkeiten nicht benachbart sind, so ist wahrscheinlich, daß solche Überschiebungen allgemeiner verbreitet sind als man glaubte.

Durch die ganzen tektonischen Kapitel wurde klargemacht, daß der Typus von Faltung und Schiebung, welcher sich während der jüngeren Faltenbewegung entwickelte, hervorragend drehend war in dem Sinne, daß dies subsymmetrisch in Hinsicht auf gewisse Mittel- oder Brennpunkte der Bewegung war.

Ein komplexes System von Krustenkräften war über das Gebiet hin wirksam und verschiedene lokale Resultanten wurden ausgebildet, so daß gleichzeitig Falten entstanden, sagen wir in WNW-OSO- oder NW-SO-Richtung an einer Stelle, an einer anderen Stelle verknüpft mit demselben lokalen Mittelpunkt, dagegen bildeten sie sich in ONO-WSW- oder NO-SW-Richtung aus.

Die Hauptresultanten wirkten gegen W und S im Fassagebiet und gegen W und N im Grödener Gebiet.

[1] Winkler (vgl. Fußnote, S. 215).

[2] Frauenfelder, „Geologie der Tessiner Alpen" (Eclogae XIV19/16).

Das Enneberggebiet.

I. Überblick über die Stratigraphie.

Das Enneberggebiet umfaßt das Gebirge gleich östlich des schon in dieser Arbeit erwähnten Grödener Jochs, des Puez- und Gardenazzadolomitmassivs und des Geislerspitzengebirges, das sich als ein Hauptzug nördlich bis zum Kreuzjoch und Sobutsch verfolgen läßt. Dort schließt im N der „Bronsoi-" oder Villnöspaß an. Noch weiter im N ragt der „Peitlerkofel" als hohes Dolomitmassiv empor.

Zwischen dieser unterbrochenen Reihe von Dolomitbergen und dem hohen, breiten östlichen Dolomitplateau des Tofana- und Kreuzkofelgebirges haben sich der Gader Bach und seine Zuflüsse tief eingeschnitten. Diese Täler und ihre Gehänge bilden das Enneberggebiet, das sich in einer Länge von zirka 31 *km* vom Einfluß des Gader Baches ins Pustertal im N bis zum hohen Paß Tra i Sassi im S erstreckt.

Die Ortschaften von St. Cassian und Corvara liegen im oberen oder südlicheren Teile des Gebietes. Dieser Teil wird in die zunächstfolgenden Beschreibungen nicht eingeschlossen, wohl aber der mittlere Teil östlich und westlich des Haupttales, von Pedraces und St. Leonhard hinunter bis nach Piccolein. Dabei wird auch das Campiltal, das von SW her ins Haupttal bei St. Martin mündet, und das Vigiltal, welches von SO her sich weiter unten bei Zwischenwasser mit dem Haupttal vereinigt, noch geologisch in Betracht gezogen.

Das Wort „Ennebergtal", wie es allgemein gebraucht wird, bezieht sich im engeren Sinne auf das Tal des Gader Baches.

Auf die stratigraphischen Merkmale dieses Gebietes wurde im „Stratigraphischen Teil" dieser Arbeit hingewiesen. Bei der Beschreibung jedes Schichtensystems wurde das typische Vorkommen und die Abweichungen im Enneberggebiet eigens erwähnt.[1]

Es stellte sich bei den früheren Untersuchungen heraus, daß die Permschichten des Grödener Sandsteines und des Bellerophonkalks gut entwickelt sind und letzterer reichliche Gipseinschaltungen enthält.

Die Werfener Schichten weisen fast dieselben petrographischen und paläontologischen Merkmale hier auf wie im Fassagebiet. Man merkt aber raschere Zu- und Abnahmen in der Mächtigkeit der ganzen Gruppe und eine im allgemeinen schärfere Betonung der unteren, kalkreicheren und der oberen, mergelreicheren Gruppe, welche den „Seiser" und „Campiler" Gruppen von Richthofen entsprechen.

Die Gastropodenoolithe, die in den Grenzschichten dieser zwei Gruppen vorkommen, erreichen in diesem Gebiet ihre Hauptentwicklung, sind entweder rötlich oder grau oder gemischt in der Färbung, und weisen oft eine sehr regelmäßige Bildung der Oolithkörner von zirka 0·15 *cm* Durchmesser auf.

Eine Tatsache von hohem Interesse liegt im Enneberggebiet in dem rasch wechselnden Charakter des unteren Muschelkalks und Mendoladolomits („Binodosus"- und „Trinodosus"-Zonen). Wie schon oben erklärt, wurden die groben roten Konglomerate, die Richthofen mit der Campiler Schichtenfolge vereinigt, von der Autorin in die Reihenfolge des unteren Muschelkalks eingefügt (S. 19).

Ein Hauptgrund dafür war, daß in mehreren guten Aufschlüssen östlich des Gader Tales die oberen Campiler Mergel und Mergelkalke mit typischen Versteinerungen, wie Naticella costata, Turbo rectecostatus, und mehreren Pectiniden, von einer mehr weniger mächtigen Entwicklung geschichteten bituminösen Dolomits oder dolomitischen Kalks überlagert werden. Das Hangende wird von wechsellagernden Pflanzenschiefern und dickbankigen Konglomeraten und Breccien gebildet. Myophorienkalke und -mergel und Krinoidenkalke kommen auch in Wechsellagerung mit den mittleren und höheren Gruppen von Pflanzenschiefern vor, und dünnere Bänke von Breccien und Konglomerate sind noch in diesen eingeschaltet.

Indem die Konglomerate hier mit Kalken und Schiefern wechsellagern, deren Fossiltypen ganz und gar den Habitus des unteren Muschelkalks aufweisen, müssen sie in dieses System eingereiht werden, während die hier darunterliegende Dolomit- und Kalkentwicklung als eine unterste Zone desselben Systems betrachtet werden kann.

Was in Enneberg besonders auffällt, ist die rasche Abnahme der Mächtigkeit dieser Entwicklung gegen W und S. Schon im Haupttal des Gader Baches beträgt die Mächtigkeit unterhalb Pedraces nicht mehr als 30 *m*, während sie östlich des Haupttales gegen Romestlungs zu zirka 120 *m* und in der St. Vigiler Gegend noch viel mehr beträgt. Die Kalk- und Dolomitmasse an der Basis wird gegen N und NO mächtiger, die Krinoidenkalke nehmen in Wechsellagerung mit den Pflanzenschiefern zu, die Konglomerate aber, wenn auch immer in sehr typischer Art entwickelt, nehmen eher ab und sind auf einige wenige Zonen beschränkt.

[1] Vgl. Stratigraphie.

Also sieht man in Enneberg eine sehr starke Faziesentwicklung im unteren Muschelkalk. Einige Übergänge kommen im Gehänge zwischen Campil und Ennebergtal vor und werden später bei der Profilbeschreibung erwähnt

Im Gebiete des Fassatales, wenn man die Entwicklung des unteren Muschelkalks im Pozzatesbach und an der Rodellaspitze mit derjenigen in Enneberg vergleicht, fällt sofort das Fehlen der Kalk- und Dolomitmasse an der Basis auf. Es liegen dort die roten und die grünen Mergel und groben Konglomerate direkt auf den oberen Werfener Schichten (vgl. S. 14 u. ff.). In anderen Stellen schalten sich einige dünne Lagen von bituminösen oder Krinoidenkalken ein.

Die „Trinodosuszone" zeigt auch starke Faziesveränderungen im Enneberggebiet. In den Dolomitmassiven am Nordrande des Gebietes wie am Peitlerkofel und Piz da Peres weist diese Zone den Typus des Mendoladolomits auf. Gegen S im Dolomitzug der Geislerspitzen weist sie auch in ihrer größten Mächtigkeit von zirka 70 bis 90 *m* Mendoladolomit auf. Dieser ist aber von 12 bis 18 *m* gut geschichteter, stark bituminöser Kalke gefolgt, die die Autorin mit der „Trinodosuszone" zusammengezogen hat als eine obere Grenzzone zwischen derselben und der Ladinischen Gruppe, speziell der Buchensteiner Knollenkalke (S. 28).

Nun bildet diese bituminöse Kalkfazies im Ennebergtal unterhalb Pedraces die ganze Mächtigkeit der Schichten zwischen unterem Muschelkalk und Buchensteiner Horizonten. Sie erreicht 25 *m* und steht mit einigen dickbankigen Kalken sowie mit feinen, stark bituminösen Pflanzenschiefern und schwarzen, bituminösen Schiefern in Wechsellagerung. Es ist hier überhaupt keine Mendoladolomitfazies.

Es gibt innerhalb des Enneberggebietes mehrere Übergänge zwischen der dolomitischen und der bituminösen Fazies. Wenn diese von den Profilen getroffen werden, sind sie angegeben.

Die kalkig-dolomitische Entwicklung der Buchensteiner Schichten, wie sie schon am Panajoch und unterhalb der Fermedagruppe in den Geislerspitzen beschrieben wurde, setzt sich in der Dolomitwand des Medalges nördlich des Kreuzjoches fort (S. 36). Gleich östlich davon im Sobutsch und nördlich am Kreuzkofeljoch (2224 *m*) gehen diese in den höheren Horizonten in eine Tuffazies über. Die tieferen Horizonte sind noch als dickbankige Knollenkalke und dünne, flachgeschichtete, helle Bänderkalke mit grünen Tuffeinlagerungen (Pietra verde) entwickelt.

Die obere Buchensteiner Tuffazies weist hier fast die gleichen Merkmale wie auf der Aschkler Alpe auf. Zuerst liegt diskordant auf den Knollen- oder Bänderkalken ein Andesit (Augitporphyrit) von geringer Mächtigkeit. Das Hangende ist aus schwarzen oder bräunlichen, feinen Tuffen, teilweise Kristalltuffen, gebildet, in welche der Andesit eindringt.

Darauf folgen einige Lagen sehr grobartiger Kalk- und Eruptivbreccien, von mehreren Lagergängen und Gängen durchdrungen. Diese Breccien weisen nur eine grobe Schichtung auf und stehen mit Tuffen in unregelmäßiger Wechsellagerung. Das Brecciensystem ist hier nur wenig mächtig, zirka 15—20 *m*.

An einigen Stellen sind größere Bruchstücke von hellgrauem Kalk in die Breccientuffe eingebettet. Einige sind mehr massive, wenig geschichtete Kalke, somit der höchsten „Trinodosuszone" angehörig, andere sind Knollenkalkbruchstücke von Buchensteiner Alter. Die gemischten Tuffbreccien enthalten größere und kleinere Kalkstücke sowie verschiedenartige Andesit(Augitporphyrit)blöcke.

Es folgt darauf eine schmale Gruppe von regelmäßig geschichteten Knollenkalken, dann Tuffe in wechselnder Mächtigkeit und von dünnen Mandelsteinlaven begleitet. Das Hangende davon besteht aus typischen Wengener Tuffen und Schiefern, in einigen Bänken mit Exemplaren von *Daonella Lommeli* und solchen der kleinen *„Avicula globulus"* erfüllt.

Nördlich geht diese Eruptivfazies der oberen Buchensteiner und Wengener Schichten in den Schlerndolomit der Peitlerkofelfelsen über, sie setzen sich aber gegen O und NO in der gleichen Eruptivfazies fort.

In erster Linie folgt man ihren Aufschlüssen gegen OSO durch die sehr gestörte Strecke zwischen dem Gardenazzadolomitmassiv im S und dem niedrigeren Bergland von Tschengles und Spizang zwischen dem Campil und Gader Tal im N, und dann weiter in der Fortsetzung dieser Störungszone am östlichen Hang des Gader Tales gegenüber der Ortschaft Costa und den Abteimuren.

An dieser Stelle sind die Eruptivbreccien viel bedeutender und mächtiger als am Kreuzkofeljoch. Es gibt hier ein Netz von Lagergangbreccien in den älteren Buchensteiner Schichten, die damals die Oberfläche gebildet hatten.

Diese Lagergänge sind augenscheinlich eine Fortsetzung der groben, angehäuften, kaum geschichteten Mischbreccien von Tuffen und Kalkstücken. Letztere wechsellagern mit dickbankigen, festen Tuffen. Das ganze System ist von dünnen Gängen durchbrochen und erreicht eine Mächtigkeit hier von zirka 80 *m*.

Das Hangende ist von feinen, schwarzen, lose verwitternden Tuffen gebildet, mit denen mehrere Augitporphyrit (Andesit)laven in Verbindung treten, stellenweise als Gänge, stellenweise in Wechsellagerung. Gegen oben kommen zwei dickere Lavadecken mit schöner Mandelsteinstruktur vor, die von einer geringen Tuffgruppe getrennt werden. Zusammengerechnet bilden diese zwei Decken mit den zwischenliegenden Tuffen eine maximale Mächtigkeit von zirka 50 *m*, werden aber bald gegen N dünner.

Die Wengener Tuffe, die darauf liegen, sind stark gebändert und weisen Aschenlagen auf. Sie enthalten in einigen Zonen reichliche Pflanzenreste in verkohltem Zustand. Erst über dieser Stufe stehen die typischen *Daonella-Lommeli*-Schiefer an.

Die soeben beschriebene Entwicklung der Eruptivfazies des oberen Buchensteiner und Wengener Alters behält die gleichen petrographischen Merkmale gegen N im Enneberggebiet bei, wenn auch die Mächtigkeit bald abnimmt.

Da die Ennebergtäler tief eingeschnitten sind, blieben diese Schichten nur in wenigen Stellen auf den Kämmen erhalten. Sie bilden aber einen beträchtlichen Teil des hohen Wiesenlandes am Fuß des Dolomithochgebirges auf der Ostseite des Gebiets.

Die Steilwände dieses Hochgebirgs bestehen, wie auf der geologischen Karte gezeigt wird, im Kreuzkofel, Neuner spitz und Paresberg aus Dachsteindolomit, mit dem diese Eruptivfazies in keinem ursprünglichen Zusammenhange steht. Dagegen sind im Nordostteile des Gebietes, im Piz da Peres und Paratscha, die Steilwände hauptsächlich aus Schlerndolomit gebildet.

Die Eruptivfazies läßt hier nach, es findet sich im Piz da Peres keine eigentliche Unterbrechung in der Kalk- und Dolomitentwicklung, die als Beweis einer Einlagerung des Buchensteiner Knollenkalks gelten dürfte. Der als Mendoladolomit anerkannte Horizont setzt sich gegen oben in einem als Schlerndolomit anerkannten Horizont weiter fort, ist aber bedeutend mehr kalkig.

Im Paratscha kommt gegen S eine Lage über dem Mendoladolomit vor, die sehr knollig ist und wahrscheinlich dem Buchensteiner Alter angehört.

Im großen ganzen kann man aber sagen, daß im Ennebergtalgebiet die Eruptivfazies des oberen Buchensteiner und Wengener Alters entwickelt ist und gegen N in den Gebirgsteilen, die noch erhalten sind, in die Kalk- und Dolomitfazies („Schlerndolomit") übergeht. Die tieferen Buchensteiner Horizonte von Knollenkalken und Bänderkalken sind gegen N in dem Peitlerkofelgebiet nur als ein dünnes Band vorhanden, im Dolomitgebirg östlich St. Vigil ganz in kristallinen Schlerndolomit übergegangen. Gegen Krippestal zu ist der Dolomit in dieser Stufe etwas dunkler, weniger kristallin und kieselig.

Das Gebiet südlich vom Peitlerkofel zeigt sehr gut die Faziesübergänge in der oberen Buchensteiner Zeit. Das Kreuzkofeljoch besteht aus dem fruchtbaren Boden der Palagonittuffe und feinen Tuffbreccien. Gegen NW folgen in konkordanter Lage die obere Buchensteiner Kalkgruppe — zu unterst etwa 6 *m* grobe Tuff- und Kalkkonglomerate, gegen oben wechsellagernde Tuffe und Tuffkonglomerate mit grauen Tuffeinschaltungen. Darauf liegt etwa 4 *m* knolliger Kieselkalk, ein hellgraues Gestein mit braunen Kieseladern und Knollen. Darüber folgt $1^1/_2$ *m* grobes Tuffkonglomerat, wieder von sehr feinen, braunen Tuffen bedeckt.

Diese Tuffe sind von Mandelsteinlaven überlagert, die hier nur dünne Bänke mit Tuffeinschaltungen bilden. Es folgt darüber Wengener Tuffschiefer, in welchem gleich *Daonella Lommeli* erscheint. Die Wengener Schichten haben eine beträchtliche Mächtigkeit, keilen aber sehr rasch aus wie auch die daraufliegenden Cassianer Mergel im Schlerndolomit vom Peitlerkofelzug.

Vom Kreuzkofeljoch gegen SO hat man, von einer Verwerfung getrennt, eine Fazies, wo die obere Buchensteiner Stufe nur als Schlerndolomit vorhanden ist.

Es findet sich noch eine interessante Übergangsfazies in den Wiesen ONO vom Kreuzkofel, wo die Tuffkonglomerate feiner sind, die wechsellagernden Tuffe dünner und die Kieselkalkgruppe als ein typischer Schlerndolomit ausgebildet ist. Dieser Dolomit bildet lange Felsenzüge mitten in der Eruptivfolge in den Wiesen, da er doch wieder von Laven nud Tuff bedeckt wurde.

Die Wengener Schichten, die darauf liegen, erreichen am Osthang des Peitlerkofels eine ziemlich mächtige Entwicklung. Die Cassianer Schichten sind dort gar nicht vorhanden. Am Südhang schaltet sich eine dünne Mergelgruppe mit Cassianer Versteinerungen und mit Cipitkalken, die mit Schlerndolomit in Wechsellagerung steht. Die Wengener Schichten nehmen im Südhang rasch an Mächtigkeit ab, und die beiden Horizonte keilen bei der Wörndlelochalpe in Schlerndolomit aus.

Mit diesem Vorkommen der Eruptiv- und Mergelfazies wären auch die Übergangsbreccien und darauf liegenden Tuffe und Laven auf der Südabdachung des Sobutschberges in Zusammenhang zu ziehen. Diese beiden Vorkommen weisen auf eine ursprüngliche Eruptivspalte und ein Tuffgebiet in der Gegend der heutigen Villnös- und Bronsaratäler hin, die in mitteltriassischer Zeit die Geisler- und Peitlerdolomitzüge getrennt hatten.

Dieser Zug setzt sich gegen O in dem breiten Wiesenland von Enneberg fort, zwar in viele Schollen zerschnitten, die aus ihrer ursprünglichen Lage verstellt worden sind. In dieser Richtung nehmen die Eruptivfolgen in allen Stufen so rasch an Mächtigkeit zu, daß man aus diesem Grund geneigt sein könnte, im Gebiet südlich von Pedraces im Gader Tal eine alte Ausbruchsstelle anzunehmen.

Dies ist sicher in der oberen Buchensteiner Zeit der Fall gewesen, da die Tuffe und Laven dieses Alters von vielen vertikalen Gangbreccien und Lagergängen durchdrungen sind. Die Tuffe wechsellagern mit ähnlichen groben Breccien. Einige von den Gängen dürften wohl in der Wengener Zeit eingedrungen sein, da in der Wengener Schichtenfolge feine Tuffbreccien und dünne Laven vorhanden sind.

Die Wengener Tuffe und Tuffschiefer mit Pflanzenresten und *Daonella Lommeli* haben auf beiden Seiten des Gader Tales in der St.-Leonhard- und Pedraces-Gegend eine mächtige Entwicklung, während die Cassianer Mergel sowohl eine starke Tuffeinmischung wie auch eine Wechsellagerung mit Tuffen und dünnen Laven aufweisen.

In den höhergelegenen Gegenden des Enneberggebiets, gegen Corvara und St. Cassian zu, sind die Laven des Lagns da fur offenbar als eine ursprüngliche Fortsetzung der Grödener Ausbrüche aufzufassen. Die obere Buchensteiner Reihenfolge gleicht jener bei Pigon im Grödener Tal am meisten (S 66).

Die Wengener Schichten zeichnen sich in der Nähe von Corvara durch das Vorkommen der schön erhaltenen „Corvaraflora" aus. Wenn auch einige ähnliche Beispiele im Gehänge östlich von Pedraces wie im Gehänge nördlich vom Grödener Tal gefunden worden sind, gelten diese doch nur als seltene Funde.

Die Cassianer Schichten sind im Ober-Enneberg auch durch den sonderbaren Reichtum an Versteinerungen gekennzeichnet. Die gleichaltrigen Schichten im Gehänge östlich von St. Leonhard weisen nur selten die schönen Verwitterungsflächen auf, die für die Entwicklung der Cassianer Mergel und Mergelkalke der Stuoreswiesen typisch sind. In der Tat sind die Cassianer Gesteine in den St.-Leonhard-Abhängen viel unreiner und mehr mit Tuff gemischt.

Die reinere und versteinerungsreichere Entwicklung, wie sie im Prelongie und Stuoreswiesenland des Ober-Enneberg vorkommt, setzt sich direkt östlich im Peravudaabhang unterhalb von Lagazuoi und Conturinusspitze fort. Ein sehr gutes Profil kann dort verfolgt werden.

Diese versteinerungsreiche Entwicklung geht gegen N ganz allmählich in die mehr mit Tuff vermischte Gesteinsfolge der Abhänge oberhalb St. Leonhard über.

Auf der Westseite des Tales wurden unterhalb St. Leonhard die Wengener und Cassianer Schichten von einem großen Bergrutsch ergriffen und sind dadurch in den Abteimuren großartig aufgeschlossen.

Das Enneberggebiet und das St.-Cassian- und Stuoreswiesenland bilden also die Hauptgegend für die Entwicklung der Wengener und Cassianer Tuff- und Mergelfazies. Sie stehen hier in einer N-S-Richtung parallel mit dem Schlerndolomit des Gardenazzagebirges an und geben dadurch den Hinweis auf eine ursprüngliche Verbindung zwischen den lokalen Ausbruchsstellen in Unter- und Ober-Enneberg.

Von stratigraphischem Interesse ist die Ausbildung eines gut erkennbaren oberen Cassianer Horizonts sowohl auf beiden Seiten des Ennebergtals wie auch am Prelongiekamm und Selt Sass oberhalb des Stuoreswiesenlandes. Die höchsten Cipitkalke sind an den Enneberggehängen mit Tuffen in Wechsellagerung, die wie die Pachykardientuffe der Seiser Alpe grobschalige Bivalvenreste enthalten. *Pachycardia rugosa* ist darin am Ostabhang gefunden worden. Die Frage nach dem Alter der sogenannten Heiligkreuzschichten ist schon früher behandelt worden (S. 151).

Nach der Meinung der Autorin vertreten diese den tiefsten Horizont der Raibler Schichten, die hier nicht normal an die Cassianer Schichten stoßen. An der gleichen Störungslinie steht weiter südlich Schlerndolomit auf den Cassianer Schichten normal, während er östlich gegen höhere Horizonte der Raibler Schichten stößt.

Offenbar wird der Schlerndolomit des Lagazuoimassivs hier sehr dünn, aber man kann kein vollständiges Auskeilen in Cassianer Schichten beweisen, da gerade an der Stelle des Kontakts am Osthang des Ennebergtales diese N-S-Störungszone vorhanden ist, wo Raibler Schichten und Dachsteindolomite im O gegen verschiedene Horizonte der Cassianer Schichten im W stoßen.

Es ist eine wichtige tektonische Tatsache, die bei der Untersuchung der stratigraphischen Verhältnisse wohl beachtet werden muß, daß entlang des ganzen Osthanges des Enneberggebietes eine wichtige Serie von Störungen in zirka N 5—10° O gegen S 5—10° W-Richtung existiert.

Obgleich also die Wengener und Cassianer Tuff- und Mergelfazies im Enneberggebiet so gut entwickelt ist, sieht man doch auf dieser Seite nirgends das Auskeilen dieser Fazies in die gleichzeitigen Kalk- und Dolomitfazies.

Anders ist der Fall aber an der Westseite des Ennebergtales. Dort sieht man die Schlerndolomitwände des Gardenazzamassivs hoch über die Gehänge hinaufragen, die von Wengener und Cassianer Schichten aufgebaut werden. Es scheint hier klar, daß der Schlerndolomit der Wand jünger ist als die Wengener und Cassianer Schichten der Gehänge. Wie oben gezeigt wurde, ist es hier wie am Schlern und an mehreren anderen Stellen möglich, daß die Wengener und Cassianer Schichten innerhalb des Gebirges dünner werden und teilweise oder ganz in Dolomit übergehen. Wir haben z. B. gesehen, wie dünn die mergelige Fazies am Panajoch gegen den Schlerndolomit der Kleinen Fermeda zu wird.

Die Autorin hat nun das Gardenazza- und Zwischenkofel-Dolomitgebirge nicht untersucht und ist nicht imstande, die Kontaktverhältnisse an seinem Osthang gegen Ennebergtal näher zu besprechen. Anderseits hat sie den Westhang desselben Massivs gegen die Incislesalpe und Schwatschalpe, den Westhang des Sellamassivs gegen Sellajoch und früher auch den Osthang desselben gegen Corvara in Enneberg genau untersucht.

Diese beiden Dolomitmassive begrenzen das Enneberggebiet im W und erheben sich als Steilwände nördlich und südlich des Grödener Jochs.

Der Südwesthang des Gardenazzamassivs heißt „Steviaalpe". Die Schlerndolomitfelsen der Steilwand sind ganz erkennbar geschichtet und zeigen eine mächtige Entwicklung. Gegen die Schwatschalpe stehen im tiefsten Teile der Steilwand dicke und dünnbankige Cipitkalke mit Zwischenlagerungen von feinem Tuffmergel an. Sie bilden ein enges Band gleich unter Schlerndolomit an der Südwestgrenze unterhalb der Höhenpunkte 2490 *m* und 2272 *m*. Weiter unten auf der Wiese sind sie unter Schutt und Geröll größtenteils verhüllt, doch schauen öfters die anstehenden Cassianer Mergel und fossilreiche Kalke, auch feine, dunkle Tuffbreccien, ähnlich den *Pachycardia*-Tuffen, heraus.

Die Cassianer Schichten in der Steilwand fallen flach bergein gegen SO. Der Schlerndolomit fällt konkordant mit ihnen, zeigt aber da und dort kleine Wellen und Verschiebungen mit lokalen Klüftungen. Diese weisen auf differentiale Bewegungen innerhalb der Masse. Gegen „Langental" zu ist ein steiler NW-SO-Bruch zwischen Schlerndolomit und Cassianer Schichten.

An der Südseite des Grödener Jochs befindet sich im Sellagebirge eine untere Stufe von Schlerndolomit, deren Hangendes und Liegendes von Cassianer Schichten gebildet wird und die sich gegen N am Joch vermindert. Die auskeilende Grenze ist von Cipitkalken und Tuffbreccien begleitet.

An der Westseite, unterhalb Val Gralba, geht diese Stufe in eine mächtige Entwicklung von dicken, unregelmäßigen Cipitkalklinsen und -blöcken, mehrfach in dolomitisiertem Zustand, Tuffen und Kalkeinlagerungen über. Diese Entwicklung wird augenscheinlich in ihrem westlichen Teil gegen den Paßübergang mehr tuffig, während die Cipitkalkbänke dünner werden und ausgehen.

Eine ähnliche Entwicklung ist auch gegen das Sellajoch wahrzunehmen. Es geht daraus hervor, daß zur Cassianer Zeit mitten im Sellagebirge eine dolomitische Entwicklung stattfand, die von Cipitkalken und Tuffen im N und W begrenzt wurde. Sowohl an der Ostseite des Massivs gegen das Campolungojoch und das Gehänge gegen Corvara wie an der Südseite, gegen Pordoijoch, findet man ähnliche Beweise des Übergehens der unteren Stufe des Dolomits in die Tuff- und Cipitkalkfazies.

Demgemäß waren also die ersten Ablagerungen von Dolomit im Sellamassiv ganz engbegrenzt und gegen N gerichtet.

Wie schon oben erklärt wurde, verlief eine Haupteruptionsspalte der oberen Buchensteiner Zeit durch das heutige Grödener Joch, d. h. nördlich des Sellamassivs, und eine andere südlich von Sella, durch Ober-Fassa und Cima di Rossi. Diese hatten W-O- oder WNW-OSO-Richtung.

Das nachweisbare Auskeilen des Schlerndolomits der Cassianer Zeit in einer Wechsellagerung von Cassianer Mergel und dolomitisierten Cipitkalkbänken im Val Gralba, westlich vom Sellamassiv, zwischen denselben und dem Schlerndolomit des gleichen Alters im Langkofelmassiv, würde darauf hindeuten, daß dazwischen eine nordsüdliche Vertiefung lag, die in engster Verbindung mit den früheren ostwestlichen Eruptionsspalten war und in welcher während der Wengener und Cassianer Zeit Tuffe gelegentlich eingeschwemmt wurden.

Indem die stratigraphischen Beziehungen am Nordost- und Ostgehänge des Sellamassivs ziemlich ähnlich sind, stand nun auch hier die wichtige Buchenstein-Fedaja-O-W-Eruptionszone in der Wengener und Cassianer Zeit durch Quervertiefungen oder -brüche in Verbindung mit der Längseruptivspalte, die durch das Grödener Joch verlief und schon seit den ersten Ausbrüchen in der oberen Buchensteiner Zeit aktiv war.

Daß diese Vertiefung nördlich in dem heutigen Enneberggebiet ihre Fortsetzung hatte, ist aus der Fortsetzung der Wengener und Cassianer Tuffe und Mergel entlang des Tales abzulesen. Außerdem war damals nördlich von Geislerspitzen und Sobutsch noch die ursprüngliche Fortsetzung der W-O-Villnös-Eruptivspalte, in welche die Quereintiefungen auch auf dieser Seite den Eintritt von Tuffeinmengungen vermittelt haben.

Wenn man von den späteren Faltungen absieht, gibt es in dem Medalges- und Sobutschgebiete nördlich des Gardenazzamassivs vollkommene Beweise dafür, daß der Schlerndolomit in dieser Richtung rasch an Mächtigkeit abnimmt und von Tuffen ersetzt wird, die sich von N her schon in der oberen Buchensteiner Zeit zu beiden Seiten der Villnöslängsspalte ausbreiteten. Dasselbe war sicherlich auch der Fall in der westlichen Fortsetzung der Spalte unterhalb der Geislerspitzen, obschon hier die höheren Horizonte der späteren Antiklinalfaltung gänzlich wegerodiert sind.

Da diese aber noch in einer langen Strecke erhalten sind, liefern sie den vollkommenen Beweis, daß die senkrechten Nordwände dieser Massive nicht die ursprüngliche Außenwand eines Korallenriffs waren, wie das von Mojsisovics angenommen wurde. Sie sind einfach die stehengebliebenen inneren und mächtigeren Teile einer Kalk- und Dolomitfazies, die auf den submarinen Plateaus genügend weit von den Eruptivspalten und den damit verbundenen Ausbrüchen entfernt waren, um sich ohne Unterbrechung entwickeln zu können.

Diese Darlegungen deuten eine ursprüngliche Verbreitung der eruptiven und mergeligen Fazies während der Wengener und Cassianer Zeiträume in Netzform an Stelle der langen W-O-, respektive WNW-OSO-Linien an, welche für die vorangehenden Ausbrüche in der oberen Buchensteiner Zeit maßgebend waren.

Die Sammelgebiete für den Schlerndolomit während der Wengener und Cassianer Periode sind also mehrere höhergelegene, breite Rücken, die zwischen den ostwestlichen, zeitweilig noch aktiven Eruptivspalten und den Quervertiefungen oder Brüchen außerhalb des Bereiches der Tuffeinschwemmungen lagen. Die Grenzzonen dieser Rücken haben öfter schwankende Bewegungen erfahren, wie die wechsellagernden Vorkommen der Cipitkalke oder Dolomit mit Tuff und Mergelablagerungen anzeigen (z. B. Südseite des Grödener Jochs).

Die mitteltriassischen W-O-Eruptivspalten, die für das Enneberggebiet in Betracht kommen, sind die drei folgenden:

I. Villnöstal—Kreuzkofeljoch—Peitlerwiesen—Armentarawiese,

II. Grödener Tal—Grödener Joch—Corvaratal—Lagns da fur.

III. Cima di Rossi—Sass di Capello (N Fedaja) samt Buchensteiner Tal.

Die Quervertiefungen der Wengener und Cassianer Zeit, die in Betracht kommen, sind offenbar jene von Incislesalpe, Schwatschalpe und Sellajoch im W und das Enneberggebiet im O der Dolomitmassive von Puez-, Gardenazza- und Sellagebirge.

Die I. Eruptivzone war also zur Zeit des Schlerndolomits die nördlichste in diesem Gebiete. Die damit verbundenen Ausbrüche zeigten, wie oben kurz angedeutet, einen eigenartigen Charakter, die sie in einigen Zonen von den Ausbrüchen in den Gebieten von Fassa und Gröden unterscheiden. Sie sind auch geringmächtiger. In der Tat nehmen die Ausbrüche von N nach S bis zum Buffauregebiet an Masse zu.

Das nördliche Auskeilen der Eruptivgesteine, die mit dem Kreuzkofeljoch-Armentara-Teil der nördlichen Eruptivzone in Verbindung stehen, findet gegen die Schlerndolomitwände des Peitlerkofels statt. Die Südwand des Kofels zeigt in mehreren Aufschlüssen im südlichen und östlichen Hang den allmählichen Übergang der Reihenfolge der Eruptivfazies gegen N in Schlerndolomit.

Dieses geschieht im Falle der Buchensteiner und Wengener Tuffe und Laven durch einfaches Dünnerwerden und Aufhören, während kalkige Schichten, die damit wechsellagern, reiner werden und in die Dolomitfazies übergehen. Im Falle der Cassianer Schichten sind die Übergänge viel wechselreicher und sozusagen willkürlicher, von Stelle zu Stelle veränderlich.

Öfters kommen feine, klein brecciöse Gesteine zwischen typischen Cipitkalkbänken und typischem Schlerndolomit offenbar in derselben Schichtenlage vor. Zuweilen sind es grobmaschige Breccien, die dazwischen treten und die aus Cipitkalkfragmenten mit teilweise tuffigem, teilweise feindolomitischem, mergeligem oder sandigem Bindemittel bestehen. Die Cipitkalke an der Grenze sind hier wie häufig an anderen Stellen, als große unregelmäßige Blöcke oder linsenartige Bänke vorhanden. Sie sind entweder in dunklen Cassianer Mergeln oder in Tuffanhäufungen eingebettet.

In ein und demselben Schichtenhorizont weisen die Cipitkalke sehr verschiedene Merkmale auf, zum Teil auf kurze Strecken in reinen Dolomit übergehend, zum Teil kalkig oder sandig, bräunlich, rötlich oder grau. Erst wo die Tuffe aufhören, geben sie dem reinen Schlerndolomit Platz.

Während nun alle diese Übergänge westlich des Ennebergs am Peitlerkofel vorhanden sind, gibt es in Piz da Peres östlich des Vigiltales keine Spur davon. Tuffe fehlen gänzlich. Der Berg ist ganz in der Dolomit- und Kalkfazies vom unteren Muschelkalk bis oben zur Spitze entwickelt. Da diese Fazies weiter nach SO von Raibler Schichten konkordant überlagert wird, vertritt sie hier die ganze Reihenfolge Mendola—Raibler.

Die gleiche Entwicklung zeigt sich im Paratschaberg und in den Klippen gleich südlich des Piz da Peres. Nur südlich vom Paratscha kann man knollige Dolomitlagen unterscheiden, die wahrscheinlich der Buchensteiner Stufe entsprechen.

Es scheint also, daß diese Berggruppe während der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Zeitperiode ganz außerhalb des Bereiches der Eruptivausbrüche und Tuffeinschwemmungen ihre Lage hatte.

Der Schlerndolomit ist im Enneberg- wie im Grödener Gebiet ein hochkristallinischer, zuckerkörniger, poröser Dolomit, glänzendweiß, und sehr feinkörnig.

Die Raibler Schichten am Fuße des Heiligkreuzkofels östlich von St. Leonhard, sind schon oben beschrieben worden (S. 151). Weiter nach N sind sie auf den Felsen des Krippestals südlich vom Paratschaberg sehr schön aufgeschlossen. Sie liegen dort konkordant über den Wänden des Schlerndolomits und sind etwa 25 *m* mächtig. Im großen ganzen bilden sie eine blaßfarbige, dünngeschichtete Gruppe, in der die Einschaltung von grünen und roten Mergeln sehr geringmächtig ist.

Die folgende Schichtenreihe ist an der Südseite des Krippestales, südöstlich der Krippeshütten, von unten nach oben zu beobachten: 1. graublauer oder hellvioletter Schieferkalk mit vielen Bivalven — Typus *Myophoria Kefersteini*; 2. graue oder etwas rötliche und eisenhaltige Breccien aus eckigen oder wenig gerundeten Bruchstücken des liegenden Schieferkalks und Schlerndolomits, auch Quarzkörnern in einem orangeverwitternden, mergeligen Bindemittel; 3. knolliger, sehr unebenflächiger Kalk in Wechsellagerung mit dunklen Schieferkalken und Lumachellebänken — Typus *Ostraea montis caprilis*; 4. hellgraue Krinoiden- und Korallenkalke mit dünnen Mergelkalken und blaßroten Mergeln in Wechsellagerung; 5. Dolomitbänke mit einzelnen Megalodonten, in Wechsellagerung mit blaßfarbigen Mergeln.

Das Hangende wird nun von dem vortrefflich geschichteten Dachsteindolomit gebildet, der hier die Steilwände des Monte Sella di Senes aufbaut.

Diese normale Entwicklung kommt also in einem Gebiet mit ausgesprochener Dolomitfazies vor. Sie ist durch das Rautal im SO von dem Paresberg getrennt, in dem der Dachsteindolomit auch eine mächtige Entwicklung aufweist. Der Dachsteindolomit des Paresberges steht gegen W in abnormalem Kontakt mit der ganzen triassischen Schichtenfolge von Werfener bis zu Wengener Schichten. Letztere gehören der Eruptivfazies des Enneberggebietes an.

Diese wichtige Störung östlich Ennebergs bringt auf eine lange Strecke gegen S den Dachsteindolomit in eine Lage gleich oberhalb der steilen Abhänge der Cassianer und Wengener Tuffazies. So hat man im Dachsteindolomit-Gebirge von Neunerspitze, Roßhautkofel, Heiligkreuzkofel, La Varella, Cunturinusspitze eine der auffallendsten und kühnsten Reihe von Dolomitwänden und Zinnen auf der Ostseite des Tales, während auf der Westseite die senkrechten, aber einförmigeren Wände des Schlerndolomits im Gardenazzagebirge hoch aufragen und der Dachsteindolomit nur in etwas fernerliegenden Kämmen und Kuppen sichtbar ist.

Auf dem hohen Plateau der beiden Gebirgsgruppen, östlich und westlich Ennebergs, ist der Dachsteindolomit von jüngeren Schichtengruppen jurassischen und kretazeischen Alters überlagert. Diese kommen aber in der folgenden Beschreibung nicht in Betracht.

II. Tektonische Beschreibung.

Die geologischen Verhältnisse zwischen Geislerspitzen und Medalgesrücken.

(Vgl. Taf. XXVI, Ennebergkarte.)

Die tektonische Beschreibung wird von W nach O durchgeführt.

In der begleitenden geologischen Karte von Enneberg ist im westlichen Teil der Zusammenhang zwischen dem Gebiet des Villnöser Tales und dem von Seceda und Geislerspitzen dargelegt. Sowohl Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten zwischen Seceda und Panajoch wie auch der Schlerndolomitzug der Geislerspitzen (Fermeda, Rigais u. a.) weisen ein allgemeines WSW-ONO-Streichen und mittelsteiles Einfallen gegen SSO auf. Sie vertreten die jüngeren Schichten auf dem Südflügel der Villnöser Antikline, die eine asymmetrische Form mit kürzerem steileren Nordflügel und längerem Südflügel besitzt.

Die älteren Schichten im Kern dieser Antikline nehmen die großen Aufschlüsse von Grödener Sandstein und Quarzporphyr ein, die sich vom Broglespaß gegen N und NW ausbreiten und auf Quarzphyllit liegen. Dieses System biegt in den tieferen Gehängen gegen das Villnöser Tal nördlich um.

Im Tal schneidet die gut bekannte Villnöser Bruchlinie in O-W-Richtung durch. Auf ihrer Nordseite ist der Schlerndolomit gesunken und kommt in anormalen Kontakt mit den Permschichten und den liegenden Phylliten der Südscholle.

Die Südgehänge des Villnöser Tales sind mit Moränenmaterial bedeckt und zudem dicht bewaldet, so daß anstehende Gesteine der älteren Systeme dort selten getroffen werden. Dagegen bieten die Sockel der lotrechten, hohen Wände der Geislerspitzen und des Medalgesrückens mehrere gute Aufschlüsse in den oberen Perm- und Triasschichten. Auf beiden Seiten der Forchetta schneiden N-S-Vertikalbrüche durch, an denen die Ostschollen gesunken sind. Zugleich sind sie horizontal gegen NW verschoben, so daß die Schichtenfolge in der Medalgesscholle östlich der Forchetta ein NNO-SSW-Streichen und ein mittelsteiles Fallen gegen OSO aufweist.

Ein Paar kleinere Brüche schneiden durch die Wände hier in NW-SO-Richtung, jedenfalls auch durch die Torsion verursacht.

Infolge dieser Bewegungen findet man den Kern der Villnöser Antikline gleich nördlich des Medalgesrückens enger zusammengedrückt wie in ihrer westlichen Fortsetzung unterhalb der Geislerspitzen.

Die Bellerophonkalke im Kern sind am stärksten gestört und geschiefert, stehen öfters vertikal und behalten ein allgemeines O-W-Streichen. Sie sind aber ein wenig zickzack gegen N oder S aus der direkten Linie gedrängt.

Die triassischen Schichten des Südflügels sind in der Sobutschsteilwand großartig aufgeschlossen und zeigen hier ein WSW-ONO-Streichen.

Ehe man nun in die Detailbeschreibung des Bronsoijochs eingeht, wird es notwendig, den Nachweis des Querbruches zu liefern, an welchem die horizontale Verschiebung der Medalgesfelsen stattgefunden hat.

Bei der Beschreibung der Seceda und Panascharte und ihrer tektonischen Beziehungen zu den Schichten der Aschkler und Cislesalpen hat sich folgendes herausgestellt (S. 183 u. ff.): Diese zwei Gebiete, nämlich die felsige Scharte und das Alpenwiesenland sind benachbarte Schollen entlang einer O-W-Bruchfläche, die steil südlich einfällt. Die Buchensteiner und Wengener Schichten der Südscholle sind auf die jüngeren Schichten der Nordscholle steil nördlich aufgeschoben worden. Diese Störung ist später von mehreren Querbrüchen durchschnitten und dadurch verstellt worden.

Nun findet man gegen O diese O-W-Störung im Schlerndolomit entblößt. Sie ist in den Felsen von Val della Salieres und Mont dal Ega aufgeschlossen. Der Harnisch ist gleich nördlich Punkt 2491 *m* als eine glattpolierte und geschliffene Fläche zu sehen, die mit einem steilen Winkel von 60° bis 70° gegen S gerichtet ist. Der Schlerndolomit der Nordscholle stößt dagegen mit N 50° O Streichen und mittelsteilem S-O-Einfallen. Der Dolomit der Südscholle ist mit einer steilen NNW gerichteten Knieflexur parallel der Störung überhängend umgebogen. Weiter südlich fällt er flach bergaus, etwa 25—30° gegen SSO.

Die Beziehungen der Schichtung weisen in den Schollen, wo diese zusammenstoßen, auf eine flache Störungsebene, die später aufgestellt wurde.

Die Störung steigt NO durch die Höhenlinien, dann verschwindet sie unter Schutt. Am Paßübergang (2643 *m*) ist der Schlerndolomit stark verbogen und geschiefert. Die Schieferung verläuft N 35° O. Die Schichtung in den Felsen nördlich des Überganges streicht N 50° O und fällt SO, in jenen südlich davon N 80° O mit 30° Südfallen. Letztere sind von einer Harnischzone in NO-SW-Richtung geschnitten, die die NO-Störung hier fortsetzt.

Die Paßstörung zieht herunter bis in eine Höhe von 2400 *m*, wo die Felsen sehr verbogene und verdrehte Schichtflächen zeigen, dann verläuft die Störung gegen N. Die Neigung der Schubfläche ist hier 70° O.

Am sogenannten Fels „Il Pupito“ macht die Störung noch eine Ablenkung, diesmal östlich. Die Dolomitfelsen südlich der Störungszone weisen starke Klüftung in N 20° W Richtung.

Der Schlerndolomit ist jetzt nördlich davon nicht gut aufgeschlossen, weil er von dem Medalgesrücken mit der Abdachung gegen SO einfällt, und größtenteils unter den Wiesen liegt. Die Schubfläche schneidet also diese Abdachung ungefähr in mittlerer Höhe durch. Weiter östlich fällt sie mit einer breiten Rinne zusammen, die das Puezgebirge im S vom Sobutsch-Rücken im N trennt.

Sowohl die Rinne wie die tieferen Abhänge vom Sobutsch sind mit einem dicken Mantel von Moräne bedeckt und bilden zum Teil Wiesenland. Man sieht keine Harnische und kann nur aus den geologischen Verhältnissen beurteilen, daß der Bruch unter der Moräne durchzieht.

Die Nordscholle, welche Medalges- und Sobutschrücken einschließt, ist offenbar die Fortsetzung des Dolomitzuges der Geislerspitzen, die Schritt für Schritt bis hieher verfolgt werden kann. Die Stellung des Zuges ist aber hier gegen NO abgelenkt worden mit Südostfallen.

Die Südscholle gehört zur Puez- und Zwischenkofelgruppe, welche die Nordsteilwand des Puez- und Gardenazzagebirges bildet. Folgegemäß wäre der Schlerndolomit dieser Wand an einer nach SO geneigten Störungsebene auf den Schlerndolomit der Nordscholle hinaufgeschoben worden.

Die Felsen der Südscholle sind von mehreren N-S- und NNO-SSW-Brüchen in der Nähe des Paßüberganges durchschnitten.

Der Schlerndolomit der Südscholle ist etwas östlich des Überganges von einer breiten Harnischzone in N-S-Richtung geschnitten und die Ostscholle gesenkt. Dadurch kommen die Raibler Schichten und der Dachsteindolomit in der Ostscholle gegen Schlerndolomit in der Westscholle. Diese Störung bringt in ihrer südlichen Fortsetzung die Raibler und Dachsteinschichten der Puezalpe in einer Steilwand bis zu 2500 *m* oberhalb des Moränenplateaus von der Regensburger Hütte herunter. Darauf liegen in der Puezalpe die mesozoischen Schichten.

Nur ein wenig weiter östlich ist die Puezsteilwand von Verwerfungen zerschnitten, zwischen denen die Puez-Westscholle aufgehoben ist. Da nun diese Arbeit nicht in die Geologie des Puezgebirges einzugehen vermag, werden diese Beobachtungen genügen, um zu zeigen, daß wir hier gleich östlich der Mont-dal-Ega-Störung ein gebrochenes Gebiet haben. Man weiß auch, daß auf der Puezalpe die mesozoischen Schichten vom Dachsteindolomit überschoben worden sind.[1]

Bei Mont dal Ega ist es klar, daß die Felsen der Nord- und Nordwestwände des Puezgebietes die Südscholle der WSW-ONO-Störung fortsetzen, die durch die Wand vom Seceda bis Mont dal Ega nachgewiesen worden ist. Sie vertreten die östliche Fortsetzung der Aschkler-Alpen-Synklinale, und haben jedenfalls mitsamt dieser Masse Anteil an den östlichen Schubbewegungen genommen.

Die spätere Einsenkung der Puezmasse östlich des Mont dal Ega, die dort mittels eines N-S-Bruches stattgefunden hat, kann bis ins Grödener Tal in NNO-SSW-Richtung verfolgt werden.

Der NNO-SSW-Bruch verläuft unter der Forces de Sielles und dem Col de Pieres im Schlerndolomit, dann in Cassianer Schichten östlich der Larscheifelsen, wo er wahrscheinlich in das Incislestal hineingeht.

Ihr Ausstrich ist öfters von Querbrüchen seitlich verschoben worden. Diese bilden eine Serie von NW-SO-Brüchen, die durch das Puez- und Gardenazzagebirge ziehen. Sie streichen folgendermaßen gegen die Incislesalpe heraus:

1. nördlich vom Col della Pieres (2759 *m*), zwischen ihm und Forces de Sielles;
2. südlich von Col della Pieres, zwischen ihm und der Steviaalpe;
3. südlich der Steviaalpe, z. T. in Cassianer Schichten, z. T. an der Basis des Schlerndolomits.

Diese verläuft weiter am Ciampatsch im Nordhang des Grödener Jochs, parallel mit der tiefer im Hang vorkommenden Hauptschubfläche am Grödener Joch (S. 193).

Die Schollen der Gebirgsmasse, die zwischen diesen NW-SO-Brüchen liegen, zeigen auch Bewegungen mit NW-SO-Streichen, insbesondere breite Falten mit Flexuren gegen NO und SW und gelegentlich Schubflächen. In diesem tektonischen Zug erinnern sie an die NW-SO-Faltungen, die in Enneberg weiter N stark entwickelt sind (S. 186).

Die Villnöser Antikline am Bronsoijoch.

(Taf. XXVI, Prof. V.)

Die Villnöser Antikline ist in ihrer gedrängten Form am Bronsoijoch, auch Villnöser Paß genannt, nördlich des Sobutsch, sehr schön aufgeschlossen. Auf der Abdachung des Sobutschberges gegen S wittern die höheren Schichten des Südflügels heraus. Diese schließen die Buchensteiner Knollenkalke mit grünen „Pietra-Verde"-Einlagerungen, harte brecciöse Kieselknollenkalke, sandigen Schlerndolomit und darüber Palagonittuffe und Mandelsteinlaven ein.

Im Vergleich mit den Dolomitfelsen der Geisler Spitzen bemerkt man wieder eine auffallende Faziesgrenze, indem im Medalges und Sobutsch der Schlerndolomit rasch gegen N und O dünner und von Tuffen überlagert wird. Sie vertreten die Verdünnung des Schlerndolomits südlich von Seceda und Panascharte (S. 128). Hier aber kommen die Schichten mit N 20° O Streichen entsprechend dem Streichen des Medalgesrückens vor.

Östlich des Sobutsch geht der Schlerndolomit dieses Zuges gänzlich in Wengener und Cassianer Schichten über.

Der Aufschluß des Bronsoijochs ist in der Literatur gut bekannt. Nach Mojsisovics[2] ist die Bruchlinie durch den Nordflügel der Antikline gleich neben der Schlüterhütte die Fortsetzung der Villnöser Talstörung. Von andern Brüchen hat er nichts erwähnt. Frau Furlani-Cornelius, die in neuerer Zeit diese Gegend erforscht hat, erkannte auch diese Linie neben der Schlüterhütte als die Villnöser Bruchlinie, erklärte zugleich, daß sich die Sprunghöhe hier rasch vermindere

[1] Haug 1887. L. L.

[2] Mojsisovics: Dolomitriffe. 1879. L. L.

und der Hauptbruch gegen O in mehrere kleine Brüche ausginge. Betreffs einer Zersplitterung der Störung teilt die Autorin die Meinung von Frau Cornelius Furlani.[3]

Die selbstgemachten Beobachtungen werden nun kurz vorgelegt (vgl. Taf. XXVI, Prof. V).

Wenn auch die Störung bei der Schlüterhütte als die Villnöser Bruchlinie gilt, so hat die Autorin außerdem das Vorkommen eines Sprungs in der Mitte des Antiklinalgewölbes und von Bellerophonkalk am Bronsoijoch festgestellt, wo sonst nur Werfener Schichten bekannt waren. Dieser Bruch streicht OW durch eine ziemlich breite Eintiefung in dem Bronsoijoch. Auf der Südseite stehen zirka 10 *m* Bellerophonkalk an. Sowohl die Bivalven in den schwarzen Kalkbänken wie die massenhaften Gymnokodien lassen keinen Zweifel am Alter dieser Schichten bestehen, welche nicht in Mojsisovics' Karte eingetragen sind. Das Streichen ist fast OW, das Fallen steil S.

Nördlich stoßen sie gegen die „Myaciten"-Horizonte des Seiser Kalkes, die bald von Campiler Schichten überlagert werden. Diese Gruppe streicht N 10° O und fällt 40° N. Sie zeigen auch starke Druckcleavage und sind reichlich geadert.

Südlich des Bruches mit dem Bellerophonkalk steht eine mächtige und sehr fossilreiche Entwicklung der Werfener Schichten an, die in ihrem tieferen Teil noch manche Harnische und kleinen Verschiebungen aufweisen.

Dieser Bruch kann am Osthang des Sattels erst in der Wiese, dann am Bronsarabach gut verfolgt werden. Dort stehen die Schichten senkrecht und sind in der Harnischzone wellig gegeneinandergepreßt. Unterhalb einer hohen Felswand sieht man die Schichten gegen NO gebogen und gedreht, in welcher Richtung dieser Bruch die „Villnöser Linie" trifft. Weiter unten kann man wegen großer Abrutschungen die Harnischfläche nicht mehr sehen. Auf der Südseite des Tales aber kommen immer ältere Bellerophonkalkhorizonte und gefaltete Gipsgruppen zutage mit steil südlichem Fallen, während auf der Nordseite die unteren Werfener Schichten fast bis zum Talboden ersichtlich sind und nördlich einfallen.

Der Bruch bei der Schlüterhütte ist an der Nordseite des Bronsoijochs in einer sehr gestörten Ecke unterhalb des Höhenpunktes 2343 *m* aufgeschlossen. Die nordeinfallenden Campiler Schichten des Jochs werden steiler und sind von einer 40 *m* mächtigen Entwicklung des unteren Muschelkalks überlagert — zu unterst: 1. grünliche Mergelkalke voll kleiner Myophorien, 2. rote Mergel, 3. versteinerungsreiche, rötlich und grün gefärbte Mergelkalke, 4. grobe, rote oder graue Konglomerate in Wechsellagerung mit roten und grünlichen Mergeln und gefleckten Mergelkalken, 5. 15 *m* gutgeschichteter, gelblichgrauer Dolomit und dolomitischer Kalk mit dünnen Einlagerungen von gelbem Mergel. Diese Stufe geht nach oben in Mendoladolomit über.

Die ganze Gruppe ist steil gegen Werfener Schichten und enggepreßte jüngere Schichten an der Nordecke des Joches von dem Hauptbruch abgeschnitten. Der Bruch setzt sich östlich zwischen den zertrümmerten Schichten des Werfener Systems gegen die Bronsarabach-Schlucht fort. Nördlich zweigt von diesem Hauptbruch ein N-S-Bruch durch den Osthang des Kreuzkofljochs ab.

Westlich bringt der Bruch den Mendoladolomit der Südscholle unmittelbar neben die Tuffe und Laven der oberen Buchensteiner Schichten, die das „Kreuzkofeljoch" (2343 *m*) bilden. Die Schlüterhütte steht auf diesen Schichten, die auch weiter westlich fortziehen. Ein wenig westlich der Hütte ist der Mendoladolomit der Südscholle neben dem Bruch durch einen kleinen abzweigenden Bruch geschnitten, an dem die grauen Konglomerate und der geschichtete Dolomit des unteren Muschelkalks gehoben sind und dadurch eine lokale Wiederholung gegen N erfahren.

Die Tuffe in der Nähe des Bruches wechsellagern mit dünnen Mandelsteinlaven. Sie ähneln denjenigen der Eruptivzone III in der „Buffaure"serie (S. 39). Am Hang nördlich der Schlüterhütte wechsellagern typische Eruptivbreccien und Konglomerate in dicken Bänken mit unregelmäßig eingeschalteten Tuffen. Es kommen auch, besonders nördlich der Schlüterhütte gegen die Wörndlelochalpe, kleine Andesitgänge und Lagergänge vor.

Der knollige Kieselkalk vom oberen Buchensteiner Alter ist zuweilen in Wechsellagerung mit den Eruptivgesteinen aufgeschlossen. Öfters steckt er darin in Form von großen und kleinen Trümmern, die gewöhnlich ungefähr in ein und demselben Horizont liegen. Ein wenig höher gibt es einige unregelmäßige Lagen von Schlerndolomit, die stellenweise wie der Kieselkalk zertrümmert sind. Diese Tuffbreccien werden von Lava überlagert, auf welcher die Wengener Pflanzentuffe und *„Lommeli"*-Schichten und der Reihe nach Cassianer Schichten, Cipitkalk und Tuffe und Schlerndolomit liegen.

Wir sehen also, daß der Sattel „Bronsoi" aus einem Gewölbe von unterer und mittlerer Trias besteht, mit einem Kern von Bellerophonkalk, durch den ein Längsbruch schneidet. Der Nordflügel ist abgesunken und neben der Schlüterhütte wieder verworfen mit Senkung der Nordscholle.

Bei der Wörndlelochalpe stößt die ganze Schichtenreihe von den Tuffen bis zum Schlerndolomit mit NO-Einfallen gegen die südeinfallende Schlerndolomitmasse des Welschen Rings.

Zwar ist kein Harnisch zu sehen, aber die tektonischen Beziehungen deuten hier auf eine Längsstörung in WSW-ONO-Richtung hin, die der synklinalen Einbiegung zwischen dem Bronsoisystem und dem gegen N aufsteigenden Dolomit des Peitlerkofels und Welschen Ringes nachfolgt.

Dieser Bruch wechselt seine Sprunghöhe sehr rasch. Während bei der Alpe die Nordscholle gesunken ist, stoßen gegen das „Schartl" zu Buchensteiner Schichten der Nordscholle gegen Cassianer Schichten der Südscholle. Diese Scholle vertritt einen Teil des ursprünglichen Nordflügels der Villnöser Antikline, der während der späteren Störungen nach NW gedreht und in wechselnder Lage gegen die angrenzenden Schollen gestellt worden ist.

[1] Cornelius Furlani. 1924. L. L.

Die Überschiebung südöstlich vom Peitlerkofel.

Die Kreuzkofeljoch-Störung verläuft zickzackförmig. Sie zweigt von der Schlüterhütte-Längsstörung an der Ecke zwischen Kreuzkofeljoch und Bronsoijoch ab. Die enggedrückten jüngeren Schichten, die im Kreuzkofeljoch das Hangende der Werfener Schichten bilden, sind unterer Muschelkalk, Mendoladolomit, geschichteter bituminöser Kalk und Schiefer der oberen Muschelkalkgrenzzone, Buchensteiner Knollen- und Kieselkalke, Schlerndolomit in geringer Mächtigkeit. Diese fallen westlich gegen das Kreuzkofeljoch ein, drehen dann gegen NO und fallen gegen NW.

Sie sind von der West- und Nordseite von höher gelegenen Tuffen längs einer Störung überschoben, die etwa 60° Neigung hat. Indem nun diese Tuffe mit Buchensteiner Kalk wechsellagern, sind sie älter wie der darunterliegende Schlerndolomit.

Diese beiden WSW-ONO-Brüche sind gegen das Peitlerkofelgehänge von einem späteren NW-SO-Bruch geschnitten, der durch das „Schartl" zwischen Buchensteiner Knollenkalk im S und dem Schlerndolomit des Peitlerkofels im N verläuft. Dieser Bruch ist wie mehrere kleine Brüche in der Gegend als ein Torsionssprung parallel der Richtung der Torsionsbewegung zu erklären.

Mehrere Schollen der ursprünglichen O-W-Antikline sind nach diesen Beobachtungen wie einzelne Stücke in der Kruste mehr weniger aus W-O- in WSW-ONO- und SW-NO-Richtung gedrängt und verschoben. Es ist verständlich, daß, wenn das Streichen einer Falte gestört wird und die Schichten durch Drehfaltungen in eine neue Richtung umsetzen, die drehenden Kräfte, allgemein gesprochen, rechtwinklig zu der neuen Streichrichtung wirken. Sowohl die raschen Veränderungen in der Sprunghöhe längs der Brüche wie die Zersplitterung der Brüche, die hier auffällt, sind für ein Gebiet kleiner Torsionsbewegungen typisch.

Der Kreuzkofeljoch-Bruch ist im Seresbach durch den NW-SO Bruch des Schartls verschoben. Er ist etwas höher an der Nordseite auf dem Fußweg nach Seres aufgeschlossen.

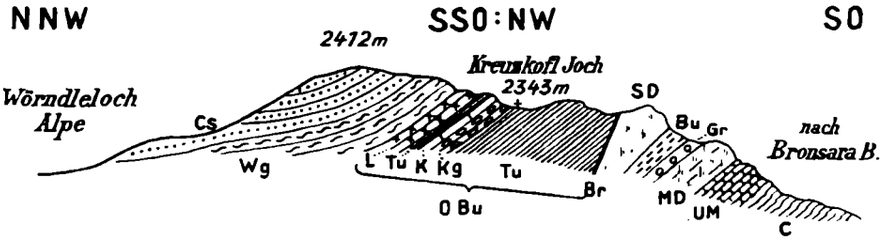


Fig. 52. *C* = Campiler Schichten (Obere Werfener); *UM* = Unterer Muschelkalk; *MD* = Mendoladolomit; *Gr* = Grenzzoneschiefer; *Bu* = Buchensteiner Kalk; *SD* = Schlerndolomit; *Br* = Bruch; *O Bu* = Obere Buchensteiner Gruppe; *Tu* = Palagonittuffe; *Kg* = Tuffkonglomerate; *K* = Kieselknollenkalk; *Tu* = Tuffe; *L* = Mandelsteinlava; *Wg* = Wengener Schichten; *Cs* = Cassianer Mergel.

Die überschobene Scholle des Peitlerkofels weist im hohen Wiesenland eine mächtige Entwicklung von oberen Buchensteiner Tuffen und Augitporphyrit(Andesit)-Gängen auf, unter denen geschichteter Kieselknollenkalk streifenweise vorkommt. Im Liegenden von den Tuffen sind vereinzelte Stücke von knolligem Dolomit, die auf gutgeschichteten, gebänderten, bituminösen Knollenkalken liegen.

Bei den kleinen Wasserfällen des Seresbaches sieht man oberhalb der 2000-*m*-Linie den Mendoladolomit in gestörter Lage gegen und auch unter diesen Grenzzoneschichten anstehen.

Es verläuft hier in der Bachrinne der „Schartl"bruch, und diese lokale Aufbiegung des Mendoladolomits der erhobenen Nordscholle ist damit verbunden.

Der Mendoladolomit fällt mittelsteil bachabwärts und überquert ihn; das Streichen ist N 65—70° O. Der Dolomit geht stellenweise in eine tektonische Breccie über, worin Dolomit, gebänderter bituminöser Kalk und Buchensteiner Hornsteinknollenkalk als Stücke und zerrissene Schichten zusammengepreßt sind. Diese Druckbreccie liegt auf Eruptivtuffen, die die gleichen wie auf den höheren Wiesen sind. Der Kontakt zeigt Tuffbruchstücke in den Mylonit eingeklemmt.

Das Fallen ändert sich bald bergein, bald bergaus. Die Mylonitzone steigt dem Streichen nach in NO-Richtung durch das Gehänge.

Wenn man nun den Seres-Fußweg weiter verfolgt, kommt man bei 1880 *m* an einer sehr gestörten Stelle auf die rechte Seite des Baches. Die Schichtenfolge ist hier: feine Tuffe, auf groben Mischbreccien des Eruptiv- und Kalkgesteins liegend, darunter ein Dolomit.

Diese Schichtenfolge ist in zwei große Falten gelegt. Die liegende Mischbreccie und der Dolomit ist noch in viele kleine Falten verbogen und stark zerklüftet und mylonitisiert. Sie vertreten offenbar die ursprüngliche Fortsetzung der Mylonitzone, die auf der linken Seite des Baches weiter oben ansteht. In der geologischen Karte war es unmöglich, das geringe Vorkommen des Dolomits in der Schubzone einzutragen.

Der „Schartl"bruch scheint hier auszugehen. Weiter unten im Bach ist auf beiden Seiten die normale Reihenfolge der Schichten von den Tuffen bis zu den untersten Werfener Schichten gut aufgeschlossen.

Bei 1670 *m* Höhe am Weg nach Seres zeigt ein Aufschluß links des Baches untere Muschelkalkschichten mit N 80° O Streichen und 45° Nordfallen. Sie führen hier Versteinerungen und sind von Mendoladolomit in einer Mächtigkeit

von 40 bis 45 *m* überlagert. Es liegt auf dem Dolomit eine Gruppe, zirka 8—10 *m* mächtig, von dunklem, bituminösem Schiefer in Wechsellagerung mit rötlichbraunem, knolligem Plattenkalk. Diese Grenzzonegruppe ist von 12 *m* Buchensteiner Hornsteinknollenkalk, darauf 4—6 *m* Kieselkalk gefolgt.

Das hohe Gehänge darüber wird von der oberen Buchensteiner Eruptivreihenfolge aufgebaut: zu unterst 1. Palagonittuffe mit Einschlüssen von Hornstein und Kieselkalk, zirka 20 *m*; 2. 12 *m* grobgeschichtete Tuffbreccien mit eckigen Bruchstücken des Buchensteiner Kalks und Dolomits in den tieferen Lagen, und in den höheren Lagen in feingemischten Tuffkalk und Porphyrbreccien mit Tuffeinlagerungen übergehend; 3. diese Breccien sind von 8 *m* gutgeschichtetem, gebändertem Hornsteinkalk, sandig und gelb verwitternd, mit grünen Tuffeinlagerungen überlagert.

Diese beiden Horizonte Nr. 2 und 3 bilden zusammen mauerartige Wände, die durch die Gehänge ziehen.

Der nächste Horizont, Nr. 4 der Reihe nach, ist der mächtigste, wie auf der Karte wahrzunehmen ist, und besteht aus Tuffen und dünnen Andesitlaven mit Mandelsteinen. Sie sind von Wengener Pflanzentuffen und Aschentuffen und den *Lommeli*-Schichten überlagert.

Wir sehen also, daß die Eruptivfolge hier sich leicht in die aufgestellten Eruptivzonen einreihen läßt, indem Nr. 1, 2, 3 offenbar die Palagonittuffe und Konglomerate die Zone III, Nr. 4 die Mandelsteinlaven und Tuffe die Zone IV, und die Wengener Tuffhorizonte die Zone V vertreten (vgl. S. 39—41).

Die höhere Scholle vom Peitlerkofel weist die gleiche Reihenfolge, aber in rasch abnehmender Mächtigkeit auf, da sie im Schlerndolomit des Kofels ausgeht.

Die Schubzone, die die zwei Schollen trennt, läßt sich gegen NO bis zum Col Vercin (2193 *m*) zwischen den Peitler- und Pitscheis-Wiesen verfolgen. Die Schichten der höheren Scholle fallen im südlichen Teil bergaus. Gegen N aber sind sie in O-W-Richtung erhoben, so daß unter Mendoladolomit immer ältere Schichten zutage kommen. Diese werden an der Schubfläche auf den Wengener Schichten des unteren Wiesenlandes östlich überschoben.

Die Schichtenmasse der unteren Scholle weist im großen ganzen die Form einer flachen Synkline mit WNW-OSO-Streichen auf, wird aber gegen Laguschel im nördlichen Teil steil aufgerichtet mit Nordoststreichen und Südostfallen.

Die Grenze zwischen den Schollen ist in der Natur leicht ersichtlich, weil das Vorkommen der Kalk- und Dolomitwände des oberen und unteren Muschelkalks eine Steilwand oberhalb des Wiesenlandes der unterschobenen Wengener Schichten bildet. Erst gegen Col Vercin zu, wo die weichen mergeligen Werfener Schichten in beträchtlicher Mächtigkeit in die Schubzone eintreten und von Wiesen bedeckt werden, wird es schwieriger, die Grenze zwischen den Werfener und den unterschobenen Wengener Schichten zu verfolgen.

Hier wird auch die Schubfläche steiler und in zwei Störungen verteilt, von denen die eine zick-zack gegen Ost verfolgt werden kann, wo sie in die Biocer Störung übergeht. Die andere behält die nördliche Richtung bei, wird aber senkrecht und verläuft östlich von Col Vercin in die Bespackwiese-Störung hinein.

Die Flexur südlich vom Col Vercin.

Die Felskuppe am Col Vercin besteht aus kristallinem Mendoladolomit, von bituminösem Dolomit und hellfarbigen Mergeln des unteren Muschelkalks unterlagert. Das Streichen ist N 60° W und das Fallen 35° SSW. Der Mendoladolomit ist von bituminösem Schiefer der Grenzzone und hornsteinreichem Buchensteiner Knollenkalk konkordant überlagert.

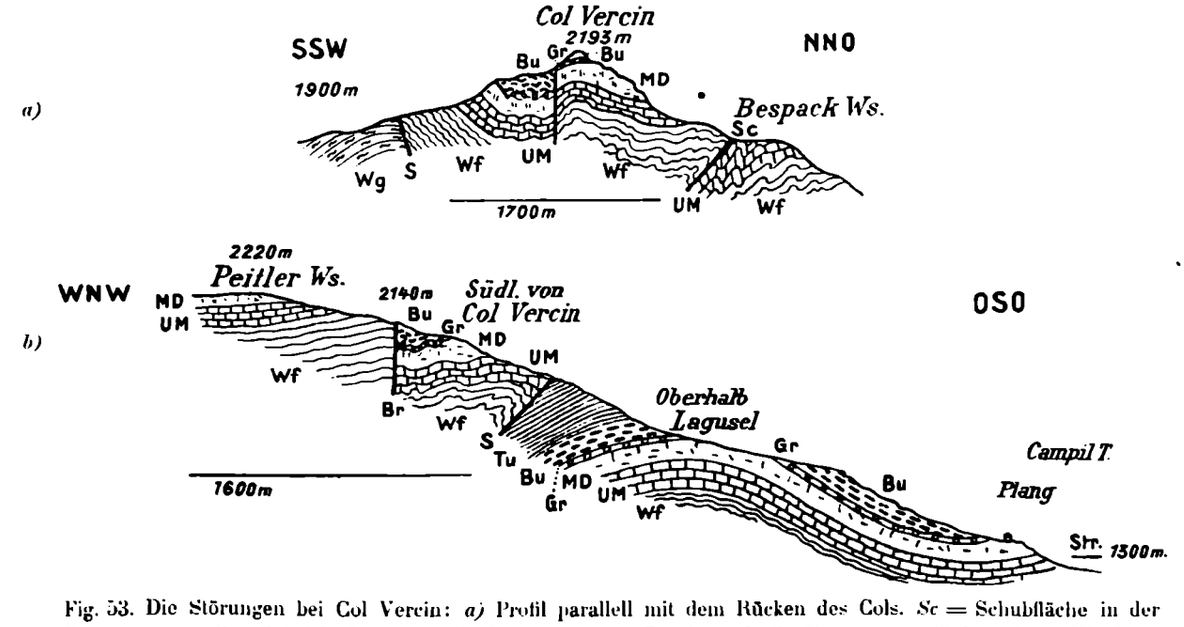


Fig. 53. Die Störungen bei Col Vercin: *a)* Profil parallell mit dem Rücken des Cols. *Sc* = Schubfläche in der Bespackwiese; *S* = Schubfläche in der Peitlerwiese; *Br* = Bruch. — *b)* Profil quer zum Rücken. *Wf* = Werfener Schichten; *UM* = Unterer Muschelkalk; *MD* = Mendoladolomit; *Gr* = Grenzzone; *Bu* = Buchensteiner Knollenkalk usw.; *Tu* = Tuffe; *Wg* = Wengener Schichten.
Der mittlere Bruch in Fig. 53a setzt sich östlich als der „Biocer" Bruch fort.

In einer Vertiefung südlich der Kuppe biegen diese Schichten etwas steiler nach S und sind von vielen Harnischflächen in der Längsrichtung zerschnitten. Ein Plateau liegt auf der Südseite dieser Bruchzone. Darauf kommen sehr gestörte Buchensteiner Knollenkalke, darunter dunkle, bituminöse Bänderschiefer und helle Echinodermen und Breccienkalke der Grenzzone. Sie sind stark gebogen, aber das allgemeine Streichen ist N 75° W und das Fallen 55° S.

Diese Verhältnisse weisen auf starke Zusammenpressung und Absenkung eines Zwickels der Peitlerwiese-Schubscholle gegen die WNW—OSO durchquerende Störung des Col Vercin hin.

Die WNW-OSO-Bruchlinie hört an der Westecke des Col auf, wo sie die N-S-Schubfläche trifft. Letztere setzt sich weiter nördlich fort. Der Schlerndolomit des hohen Peitlerkofels (2874 *m*) im W der Peitlerwiesen gehört in dieselbe große Scholle hinein, die den Schub gegen SO auf der Schubfläche gemacht hat. Er ist ein Teil der aufgehobenen Westscholle. Das Liegende des Schlerndolomits im Peitlerkofel ist ein Zug von Buchensteiner Kalk und Grenzzoneschiefer, der eine schmale Terrasse bildet. Darunter ist eine Steilwand, die von einer konkordanten Reihenfolge der tieferen Triasschichten mit Südeinfallen aufgebaut wird. Die breite Terrasse am Fuße ist von Schutthalden, Moränenmaterial und Wiesen derart bedeckt, daß es unmöglich ist Bellerophonkalk dort zu konstatieren.

Sonst ist die ganze Reihenfolge der Schichten vom Quarzphyllit bis zu der „Kofel"spitze an den Ost- und Westseiten der Kompatschwiesen aufgeschlossen. Im Bereich dieser Wiesen besitzen die Grödener Sandsteine eine mächtige Entwicklung und stoßen mit steilen tektonischen Grenzen am Wurzjoch gegen die nördlichen Quarzphyllite und kristallinen Schiefer.

Ganz im O der Peitlerkofelgehänge, nahe am Col Vercin, liegt ein kleines Vorkommen der Bellerophonkalkstufe am Fuße der Steilwand von Werfener Schichten. Die schwarzen Ostrakodenkalke stehen hier bei etwa 1900 *m* an.

Der Biocer O-W-Bruch.

Der Bruch Col Vercin—Bioc bildet landschaftlich einen auffallenden Zug (Fig. 53 a). Er verläuft zwischen den Werfener Schichten mit den dunklen Wäldern der Biocer Wiese im N und den steilen Kalkfelsen der Gehänge von Laguschel im S. Außerdem haben mehrere Bäche die sehr gestörten glattpolierten Flächen der roten und grünlichgrauen Campiler Mergel nördlich des Bruchs auserodiert und von weitem sichtbar gemacht.

Steigt man den Berghang vom Dorf „Bioc" (1260 *m*) im Campiler Tal westlich hinauf, so sieht man gleich oberhalb des Dorfes die hellgrauen Kalke der Seiser Schichten mit vielen Pseudomonotiden, am häufigsten *Pseudomonotis aurita*. Darüber liegen rote Gastropodenoolithe in Wechsellagerung mit roten und grauen Mergelkalken voll mit *Anoplophora fassaensis*. Es folgen gegen oben Pektinidenkalke und die hier mächtige Entwicklung der Campiler Schichten.

Die Schichten biegen mit einer steilen Flexur bergaus. In den tieferen Gehängen ist das Fallen 70—75° gegen O, das Streichen wechselt von NS bis N 20° O. Weiter oben wird das Fallen geringer. Die starke Flexur gegen O ist in der Nähe des Längsbruches durch schräge Verbiegungen dem Bruch nach zerstört. Man sieht durch die Mittelhöhe des Gehänges hauptsächlich eine südliche Aufwölbung mit steilem Einfallen gegen SW und OSO.

Ein Bach läuft über die Felsen gleich S des Bruches oberhalb Bioc. Die Felsen sind hier die Konglomerate, Mergel und Dolomit des unteren Muschelkalks, und bei Dorf Plang steht der Mendoladolomit an. Diese streichen N 70° O und fallen 25° SO.

Der Bruch ist hier nicht vertikal. Er fällt steil gegen S unter diese Felswand, und Linsen von den oberen Campiler Schichten der Nordscholle kommen öfters in der Bruchzone unter dem Muschelkalk vor. Die Flexur nach SO an der Südseite des Bruches macht sich durch das Bergausfallen der ganzen Schichtenfolge oberhalb Plang und Laguschel bemerkbar.

Nach den Beobachtungen ist hier eine Schichtenmasse mit NNO-Streichen und östlichem Einfallen von einer steilen Flexur mit WNW-OSO-Streichen aufgewölbt worden. Der Bruch fällt mit dem gebrochenen Mittelschenkel der steilen WNW-OSO-Flexur zusammen. Während die Nordscholle in dem überhängenden oberen Teil der Flexur aufgehoben und südlich verschoben wurde, ist die Südscholle im Mittelschenkel zusammengedrückt worden.

Die Seiser Schichten in der aufgewölbten Nordscholle bilden die Gruppe, die gleich im N auf jüngere Werfener Schichten und unteren Muschelkalk an der Bespackwiese-Störung nach N überschoben worden sind.

Die Bespack-Überschiebung.

(Taf. XXVI, Prof. IV.)

Diese Überschiebung ist von der Autorin beim Verfolgen des N-S-Bruches westlich vom Col Vercin gegen N beobachtet worden. Das Merkwürdige dabei ist, daß der Schub hier gegen W und N anstatt gegen O und S wie in der Peitlerwiese gerichtet ist (vgl. Fig. 53a).

Wir beschreiben sie vom Kesler (1200 *m*) im Campiler Tal über die Bespackwiese und Tru di Florian hinauf.

Der Bruch im Gehänge oberhalb Kesler ist ganz in Werfener Schichten aufgeschlossen. Südlich des Bruches stehen die Seiser Myacitenkalke an (Str. N 80° O, Fallen 50° S). Es kommen bald nach oben die Seiser Horizonte mit vielen Pseudomonotiden.

Diese Schichten sind gegen N auf die roten und grünen Mergel und bräunlichroten, glimmerreichen Mergelkalke der Campiler Schichten überschoben. Letztere streichen in der Nähe des Bruches etwa N 70° W und fallen mehr oder minder steil S. In entfernterer Lage vom Bruch ist das Streichen NO—SW und das Fallen zirka 35° SO.

Folgt man dem Bruch nach W, so sieht man öfters in der Schubzone dünne Linsen von unterem Muschelkalk eingequetscht. Die Gesteine sind überhaupt voll von Druckflächen und stark gebogen mit manchen gestreiften Rutschflächen und Kalzitadern.

In einer Höhe von 1860 *m* ist die Schubzone gleich beim Fußweg zum Peitlerkofel aufgeschlossen, wo letzterer eine Serpentine nach N macht. Die „*Clarai*"-Schichten liegen gleich oberhalb der Schubfläche. Sie stehen mit steilem SSW-Fallen auf der Fläche, sind am Kontakt eng gefältelt oder umgebogen. Die Fläche selbst fällt nach SSW, aber der Neigungswinkel ist sehr veränderlich, bald nur 20°, bald bis 60° ansteigend. Unter der Fläche sind grüne und rote Mergel mit rötlichen und grauen Glimmerschiefern und Mergelkalken der Campiler Schichten. Sie streichen N 30° W und fallen flach unter die Fläche ein; sie biegen dann gleich um und fallen mittelsteil nach NO.

Diese Verhältnisse deuten auf eine gebrochene liegende Falte, die nach NNO überkippt ist.

Sehr wenig weiter nach W liegt unterer Muschelkalk unter der Schubfläche. Es kommen hier bituminöse Kalkablagerungen als Liegendes der roten Mergel und Myophorienkalke. Diese bituminösen Horizonte sind in der Druckzone sehr stark deformiert und von gebogenen Cleavageflächen durchschnitten. Zunächst sind die poikilitischen Mergel und Schiefertone mit Myophorienkalken wechsellagernd für sich in eine Reihe von kleinen, liegenden Falten gelegt, die gegen N überkippt und unter die südlich überschobene Masse hineingedrängt wurden. Sie beweisen sehr schön die Wirkung eines Gegendrucks zu dem nördlichen Druck der Überschiebung. Die Schubzone verläuft auf einer langen Strecke nahe der 1900-*m*-Linie. Wenn man sie gegen S in der Richtung des Peitlerkofelweges verfolgt, sieht man sehr schöne Druckschieferung, wo die überschobenen Gesteine in dünnen Schuppen flach aufeinanderliegen. Diese sind oft deutlich gebogen, so daß sie teilweise südlich, teilweise nördlich einfallen.

Die roten Konglomerate des unteren Muschelkalks liegen nur stellenweise innerhalb der Falten der unterschobenen Mergel und bituminösen Kalkschichten. Man sieht sie im Gehänge „Tru de Florian" genannt.

Am Westhang des Col-Vercin-Rückens wird die Schubfläche bei zirka 1920 *m* steil gestellt und im N-S-Bruch fortgesetzt. Es wäre möglich, daß der N-S-Bruch durchschneidet und die Überschiebung westlich davon eine Fortsetzung findet. Er scheint aber keinen weiteren Verlauf nach N zu haben. Der Boden ist hier bedeckt, aber die Werfener Schichten zeigen sich ungestört unten in der Miraider Wiese.

Es ist jedenfalls klar, daß die Bespack-Überschiebung in innigem tektonischen Verhältnis mit jener der Peitlerwiese steht. Die überschobene Scholle in der Peitlerwiese ist von der NW-Richtung aufgeschoben worden, wie das für die unterschobene Scholle in der Bespack-Störung der Fall war. Dagegen ist die überschobene Scholle im Bespackgebiet durchaus gegen NNW aufgeschoben, und dadurch haben die verfrachteten Schichten Deformationen entlang einem WSW-ONO-Streichen erlitten.

Dasselbe Streichen ist auch die Folge der entgegengesetzten Bewegungen in der Peitlerwiese. Die überschobene Scholle ist aber hier südlich anstatt nördlich verstellt.

Diese Bewegungen erzeugen eine große Torsion der Schichtenmasse, in deren Mittelachse die komplizierten Faltungen am Col Vercin liegen. Die Störung darf als eine der Hauptstörungen im Enneberggebiet gelten, wodurch die Schichtenmassen entlang von zwar vielfach unterbrochenen Streichenkurven in WSW-ONO-Richtung gedreht wurden.

Nördlich der Bespackwiese sind die Permschichten in den tief eingeschnittenen Tälern gut aufgeschlossen, im breiten Hügelland dagegen sehr von Moränen bedeckt. Im Bad Valdander Tälchen, oberhalb Untermoja, bilden die Grödener Sandsteine einen breiten Aufschluß zwischen 1400 *m* und 1580 *m* Höhe. Die Bellerophonkalkgruppe und Gipsmergel bilden dann eine steilere Wand zwischen 1580 *m* und 1700 *m*, während die verdoppelte Reihenfolge der Werfener und unteren Muschelkalkschichten bis zum Fuß der Mendoladolomitfelsen (2120 *m*) am Col Vercin hinaufreichen.

Die Autorin hat keine Erwähnung dieser Bespack-Überschiebung in der Literatur gefunden. Ohne eine solche Überschiebung würde hier eine viel größere Mächtigkeit für die Werfener Schichten herauskommen, als sie wirklich besitzen Immerhin ist sie sehr beträchtlich und darf bis auf 140 *m* geschätzt werden. Der Muschelkalk ist hier auch mächtig und am Col Vercin bis auf 70 *m* zu rechnen.

Der Rücken zwischen Campiler und Gader Bach.

(Taf. XXVI, Prof. III.)

Dieser Rücken erhebt sich mit einem steilen wiesen- oder waldbedeckten Kamm zwischen dem Haupttal des Ennebergs und dem Nebental des Campiler Baches. Die Täler vereinigen sich bei Preromang oberhalb St. Martin bei zirka 1106 *m* Höhe. Der Kamm bildet drei auffallende Köpfe, von denen Tschengles (1956 *m*) der südlichste, Spizang (1838 *m*) der mittlere und Prediz (1719 *m*) der nördlichste ist.

Der Campiler Bach hat seine Quellen in der Schlucht östlich vom Bronsoijoch (Villnöser Paß). Wo derselbe seinen Lauf von O nach NNO ändert, nimmt er als Zuflüsse den Seresbach unterhalb Mischi und den Mangrofengbach bei Frena auf, um als größerer Bach durch das Campiler Tal in NNO-Richtung bis nach Preromang zu verlaufen.

Wir haben im Tschenglesgebiet östlich des Bachs gegenüber den Dörfern Mischi und Seres die direkte Fortsetzung der Bronsoi- und Sobutschberge nach O.

Folgt man dem Fußweg von der Frena-Sägemühle (1458 *m*) südlich, so tritt man rechts des Mangrofengbaches gleich in ein tektonisch verwickeltes Gebiet ein. Die Abhänge des Tschengleskopfes bieten in Wildbachgräben einige Aufschlüsse, sonst ist das Gehänge mit Wäldern und Schutt dicht bedeckt.

Rechts des Baches oberhalb der Sägemühlebrücke stehen vertikal aufgerichtete Seiser Kalke mit N 85° W und O-W-Streichen an. Sie sind voll mit Myaciten und gegen S kommen der Reihe nach obere Seiser Schichten, dann Campiler Schichten. Letztere, fast vertikal gestellt, sind noch stärker als die Seiser Kalke zerquetscht und steil gegen N oder gegen S verbogen.

Ihnen folgen steil gegen SSW fallende, dunkle, bituminöse Kalke, die fast sicher zum unteren Muschelkalk gehören, obwohl keine Versteinerungen an dieser Stelle gefunden wurden. Sie sind von roten Mergeln überlagert, aber in gestörter Weise, da hier ein Bruch parallel mit dem Streichen durchschneidet, an dessen Südseite die Campiler Schichten aufgehoben sind.

Diese Südscholle verrät viele Anzeichen von starker Zusammenpressung. In sehr kurzer Entfernung stößt sie an einem zweiten Längsbruch gegen eine Reihe von mitteltriassischen Schichten. Ein Wildbach verläuft fast dem Ausstrich des Bruches entlang.

Auf der Nordseite stehen tief im Graben dünngeschichtete rote und grüne Campiler Mergel an. Bei zirka 1520 *m* sieht man darüber den bituminösen Kalk des unteren Muschelkalks.

Diese ganze Gruppe fällt mit einem Winkel von 20° bis 25° bergaus gegen NW.

In der Bachsohle und am tieferen Gehänge sieht man an mehreren Stellen Kieselknollenkalk und bituminöse, weiche Schiefer der Grenzzone als kleine Fetzen neben den Campiler Schichten bald senkrecht, bald steil gegen NW

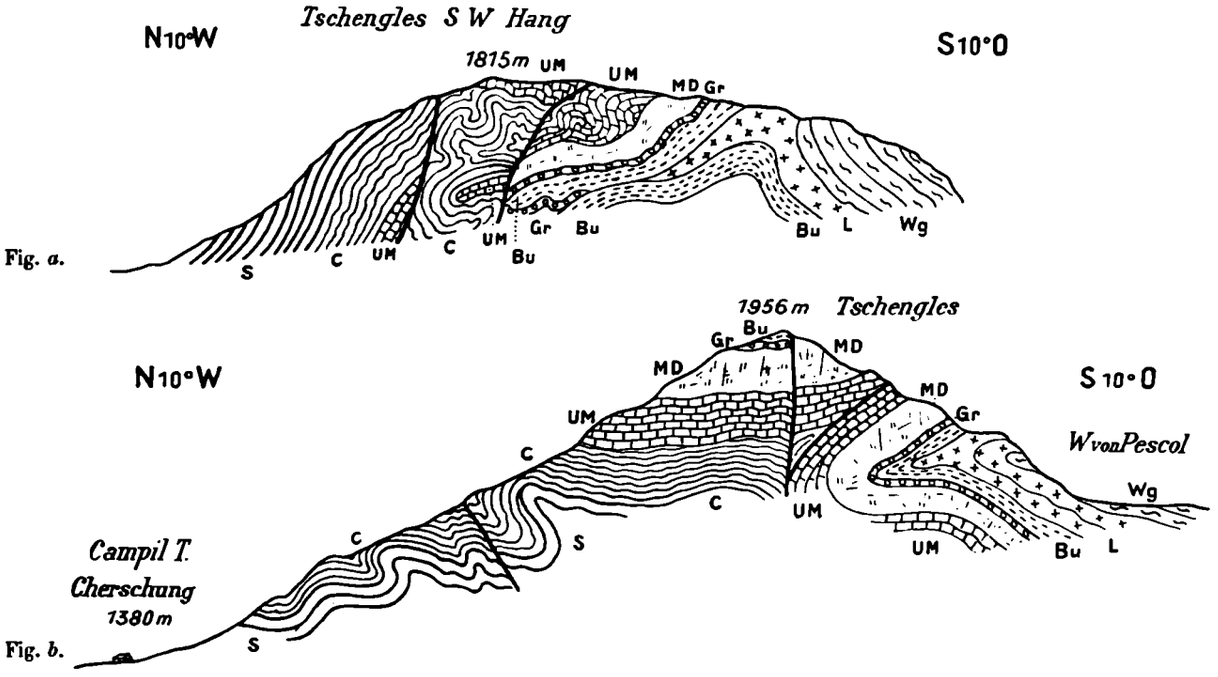


Fig. 54 *a* und *b*. Zwei Querprofile durch die liegende Tschenglesfalte und -überschiebung.
S = Seiser Kalk (Untere Werfener); *C* = Campiler Schichten (Obere Werfener); *UM* = Unterer Muschelkalk; *MD* = Mendoladolomit; *Gr* = Schiefer der Grenzzone; *Bu* = Buchensteiner Kalk; *L* = Mandelsteinlava und Tuffe; *Wg* = Wengener Schichten; *S* = Schubfläche.

einfallend. Die Campiler Schichten setzen sich in dem tieferen Gehänge an der Südseite des Baches fort, sind aber bald abgeschnitten. Ein Wald versteckt die Schichten bis auf zirka 1600 *m*, wo Felsen von typischem Hornsteinknollenkalk neben dem Bacheinschnitt anstehen. Sie liegen auf dunklen Bänderschiefern der Grenzzone und fallen NW mit 60° Neigung.

Über den Hornsteinkalken kommen wieder die schwarzen Pflanzenschiefer der Grenzzone, und diese gefaltete Gruppe stößt am Bach gegen Campiler und Dolomitlagen des unteren Muschelkalks. Der Harnisch zwischen diesen zwei Schichtengruppen ist hier gut aufgeschlossen und ist steil gegen N geneigt.

Die bituminösen Bänderschiefer und Kalke der Südseite sind hier von Mendolafelsen überlagert, die mehr kalkig als dolomitisch sind. Darüber folgen untere Muschelkalkschichten, die gefaltet sind und gegen den Harnisch einfallen. Die gelblich verwitternden Dolomitbänke sind von den roten Mergeln und Konglomeraten überlagert, und oben kommt die bituminöse Kalkgruppe. Die Schichtenfolge ist also umgekehrt, wie auch die ganze Reihenfolge auf dieser Südseite der Harnischzone.

Die Campiler Schichten sind nördlich davon eng gefaltet, hoch aufgebogen und steil über Mendolakalk und unteren Muschelkalk geschoben. Noch höher oben sind die Campiler Schichten von der Schichtenreihe des unteren Muschelkalks konkordant überlagert (Fig. 54a).

Wir haben hier also ein sehr schönes Beispiel einer überkippten Falte, deren Nordflügel südwärts auf den Mittelschenkel überschoben worden ist. Die gefalteten Buchensteiner und Grenzzoneschichten liegen im zerquetschten Mittelschenkel.

Dies hat für die Autorin um so mehr Interesse, als sie schon in ihrer ersten Arbeit über die Dolomiten auf das Vorkommen einer Südüberschiebung im Berghang südlich von Pescol aufmerksam gemacht hatte. Inzwischen konnte sie aber nicht dazukommen, dieselbe genau zu untersuchen.[1]

Die überschobenen Schichtenreihen von unterem Muschelkalk, Mendola, Grenzzone und Buchensteiner Gruppen bilden den hohen Kamm und die Gipfelpartie von Tschengles.

Die Schichten im Mittelschenkel biegen südlich der Schubfläche bald wieder um und bilden weiter unten ein Gewölbe, wo sie in normaler Reihenfolge stehen. Infolge dieser Struktur kommen die Buchensteiner Kalke hoch oben im zerquetschten Mittelschenkel neben der Hauptstörung vor und biegen dann flexurartig gegen S, wo sie und die daraufliegenden Laven und Tuffe in mehr minder gut erhaltenem Zustand auf dem Gehänge anstehen (Fig. 54 b).

Östlich einer Hochwiese zieht in den Eruptivgesteinen ein NO-SW-Sprung durch, auf dessen Ostseite die Schichten der Störungszone erhöht sind. Sie bilden das Gehänge oberhalb Pescol, wo sie in normaler Reihenfolge gegen Pescol abbiegen und der untere Muschelkalk im Kern des Gewölbes ausstreicht. Sie sind etwas östlich wieder von einem Quersprung getroffen und an der Ostseite gesenkt.

Die umgekehrte Reihe im Mittelschenkel setzt sich von hier östlich gegen den Gader Bach fort. Die unterschobenen Schichten bilden nur ein enges Band von Buchensteiner Knollenkalk und Eruptivfelsen gegen Costa zu. Sie tauchen mit einer steilen Flexur unter die Wengener Tuffe. Gegen das Tal zu scheint ein NW-SO-Bruch die Grenze zu sein und durch die gestörten Buchensteiner Schichten bei Colcotsche in den NNW-SSO-Bruch zu verlaufen.

Der höhere Teil der Tschenglesabhänge ist dicht bewaldet und zeigt wenige gute Aufschlüsse. Die Hauptstörung zwischen der überschobenen Gruppe und dem zerquetschten Mittelschenkel kann aber in seinem Verlauf von der Schlucht oberhalb Frena gegen O festgestellt werden.

Westlich vom Gipfel erstrecken sich in der überschobenen Gruppe auffällige Wände von unterem Muschelkalk und Mendolakalk in N 50° W Richtung. Sie sind von senkrechter O-W-Cleavage durchschnitten.

Südlich dieser Wände verläuft der Harnisch der Überschiebung in einer WNW- und ONO-Kurve gegen S. Die unterschobene Schichtenreihe von unterem Muschelkalk im W bis zu den Laven und Tuffen in der hohen Wiese im W stoßen nacheinander mit NO-SW-Streichen gegen den Harnisch. Die Deutung ist hier ziemlich klar, daß die Überschiebung erst nach der NNO-SSW-Faltung entstanden war. Weiter östlich stößt die gleiche Reihe in der Ordnung Buchensteiner Grenzzone, Mendola- und unterer Muschelkalk gegen die überschobenen Kalke der Gipfelpartie.

Vom Gipfel zieht der Ausstrich der Schubebene östlich zum Gader Tal. Die Campiler Schichten nördlich der Störungszone sind hier sehr hoch aufgewölbt und stehen im Gehänge von etwa 500 *m* über dem Talboden bis zum Tal an.

Sie sind nördlich der Störung gleich neben dem Gader Bach als rote, glimmerreiche Platten entblößt. Sie fallen SSW gegen den Bruch zu, biegen aber weiter N bald zu NNO-Fallen um.

Südlich dieses Vorkommens stoßen sie in einem Seitenbach entlang der O-W-Harnischfläche der Hauptstörung gegen gebogene Seiser Kalke, welche O—W streichen und mit 60° N einfallen. Diese biegen höher oben gegen S um und nehmen eine überkippte Stellung über einen Zug von Campiler Schichten im S ein. Eine Kniefalte, gegen S schauend, ist hier durchschnitten.

Diese Campiler Schichten liegen auch in überkippter Lage gegen unteren Muschelkalk im S und sind nur in sehr dünnzerquetschtem Zustand vorhanden. Dasselbe gilt für die jüngeren Stufen. Der Mendolahorizont ist hier in seinem unteren Teil dunkel und knorrig und in einer oberen Partie auf zirka 10—12 *m* Mächtigkeit ein hellkristalliner Kalk. Samt Grenzzoneschiefer, Buchensteiner Kalk und Tuff sind sie alle gegen Costa zu steil überkippt und stark geschleppt.

Es gibt also keinen Zweifel, daß die große liegende Falte von Tschengles mit ihren zerschnittenen Schollen vom Campiler Tal bis zum Gader Tal durchzieht.

Betreffs des Gebietes im W vertritt die gestörte Schichtenfolge von Tschengles die östliche Fortsetzung des Nordflügels der Villnöser Antikline. Die oberen Buchensteiner und Wengener Schichten weisen die gleiche Faziesentwicklung wie am Sobutsch auf. Im Tschengles aber sind die beiden viel dicker und besser erhalten. Sowohl in ihrer petrographischen Beschaffenheit wie in dem Versteinerungsgehalt gleichen sie genau dem Charakter der Eruptivfolge auf der Aschkler Alpe. Die Wengener Schichten gehen gegen S in den Abhängen des Gardenazza-Massivs in Cassianer Schichten über. Letztere zeigen geringe Störungen und bilden den hohen südlichen Teil des Kamms zwischen Campiler Tal und Gader Tal. Die Photographie (Taf. XIX, Fig. 66) zeigt diesen Teil und das konkordante Einfallen unter den Schlerndolomit des Gardenazzagebirgs. Die großen Abrutschungen der weichen, mergeligen Schichten gegen das Gader Tal haben ihren Ursprung unterhalb dieser Stelle.

Das Gehänge westlich des Gader Tales.

Die Strecke Costisella—Pederoa.

(Vgl. Ennebergkarte, Taf. XXVI, Prof. III.

Die Campiler Schichten gelangen, wie oben erwähnt, wegen steiler Flexuren und Faltungen zu einem breiten Aufschluß in der Bergscholle nördlich der O-W-Störung. Obwohl das Hauptstreichen NO—SW ist, wird dieses durch NW-SO-Faltungen gekreuzt. Eine Flexur in diesem Sinne (N 55° W), steil gegen SW schauend, kommt südlich der tiefsten Runsen neben dem Gader Bach vor und in geringer Entfernung vom Ausstrich der O-W-Störung. Letztere scheint hier mit diesen NW-SO-Flexuren zusammenzupassen.

[1] M. M. Ogilvie, „The Wengen-Cassian Strata in Southern Tyrol", 2. J. G. A. 1893, S. 28, Fig. 5; S. 65.

Wenn man in dieser Scholle durch die Campiler Schichten bis zu der Kammhöhe aufsteigt, so findet man bei zirka 1580 *m* die roten und grünen, glimmerreichen Schiefer, die bergaus fallen und nur eine wenig höhere Stufe wie der Campiler Aufschluß beim Bach vertreten. Das Fallen ändert sich weiter oben bergein, und versteinerungsreiche Platten stehen an. Darüber folgen die Fleckenmergel und Einschaltungen von dünnen Muschelbänken.

In einer Höhe von zirka 1620 *m* sind diese vom grauen, bituminösen Kalk des unteren Muschelkalks überlagert. Letztere sind nur teilweise von den groben, roten Konglomeraten gefolgt. Es läuft in dieser Höhe eine Störung durch, die wegen der Waldbedeckung nicht genau kartiert werden konnte. Sie verläuft parallel mit dem Kamm und ist steil gegen O geneigt. Die Campiler Schichten stoßen östlich der Störung gegen die tieferen Horizonte des unteren Muschelkalks und sind dagegen aufgeschoben.

Über diesen gestörten Horizonten ragt in der Höhe des Fußweges bei zirka 1700 *m* eine Steilwand im Wald hervor. Sie besteht aus den Myophorienkalken und den hangenden, orange und hell verwitternden, gutgeschichteten Dolomitbänken der oberen Horizonte des unteren Muschelkalks. Erst bei zirka 1800 *m* Höhe steht Mendolakalk an.

Diese beiden Stufen erreichen den Kamm nördlich der Tschenglesspitze, wo sie an der Tschengles-Knieflexur Anteil nehmen. Der Mendolakalk bildet hier eine kleine Kuppe (1850 *m*) und reicht gegen N unterhalb der Grenzzoneschiefer und Erosionsreste der Buchensteiner Knollenkalke auf der Kammhöhe fast bis Spizang (1840 *m*). Südlich von dieser Spitze sind die jüngeren Schichten scharf gegen Dolomit und Mergel des unteren Muschelkalks abgeschnitten. Der Bruch ist vertikal und streicht NW—SO. Er verläuft hier in einer quersynklinalen Einbiegung der Schichten.

Wenn man von der Mendolakalkkuppe (1850 *m*) gegen das Campiler Tal im W absteigt, so trifft man die oberen Campiler Schichten erst in einer Höhe von zirka 1720 *m* mit flachem Bergausfallen. Sie biegen dann steiler ab, und

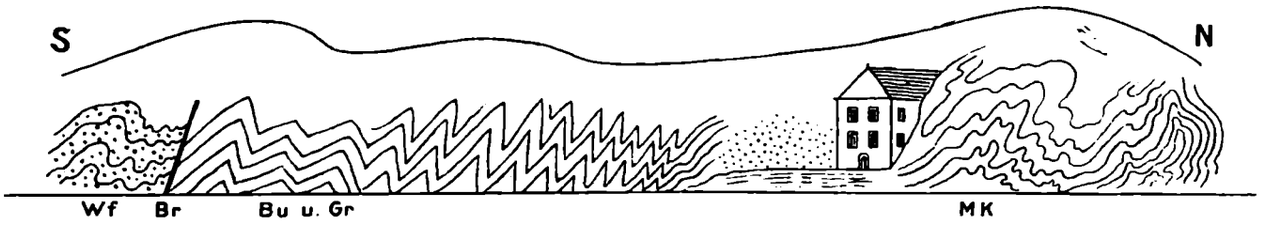


Fig. 55. Aufschluß links der Hauptstraße gleich neben der Pederoa-Brücke (1156 *m*).
Wf = Werfener Schichten der Südscholle; *Br* = O-W-Bioeer Bruch; *Bu u. Gr* = Eingesunkene Buchensteiner und Grenzzoneschichten in reitende Falten gelegt; Achsen 70° gegen W; *MK* = Dickgebankte bituminöse Kalk- und Schieferfazies des „Mendolakalks" nördlich eines Nebenbruchs aufgebogen.

auf einer Terrasse bei 1640 *m* sieht man diese Flexur plötzlich sehr gefalteten Werfener Schichten Platz machen. Die Störung setzt sich gegen S im Gehänge oberhalb des großen Aufschlusses in den Felsen gegenüber Frena fort, wo die Seiser und Campiler Schichten stark miteinander gefaltet sind.

Die Harnischfläche dieser Störung ist gegen O mit einem Winkel von etwa 65 bis 70° geneigt. Diese zwei östlich geneigten Brüche auf der Ost- und Westseite des Tschengleskammes haben zu Schuppungen der Schichten gegen WNW und dadurch zu Wiederholungen der Werfener Schichten Anlaß gegeben.

Es war wegen der Grasbedeckung nicht möglich, ihre Fortsetzung durch die Hänge zu konstatieren, obwohl die Beziehung der Schichten von Stelle zu Stelle mit einer durchgehenden Störung übereinstimmt. Neben den kleinen Höfen und Ortschaften am Osthang sind ein paar Aufschlüsse vorhanden. Das tektonische Merkmal, das in den Gehängen hervortritt, ist eine hohe Aufwölbung der Campiler Schichten mit NW-SO-Achse und steiler Flexur gegen SW.

Auf der Kammhöhe des Spizang steht eine kleine Kuppe von kristallinem Mendolakalk an. Der untere Muschelkalk bildet dann den Kamm. Ein guter Aufschluß zeigt eine merkwürdig knollige, gelb verwitternde Breccie mit sandigem Bindemittel, etwa 3—4 *m* mächtig, die unter einem subkristallinen, hellen Kalk vorkommt. Die Breccie liegt konkordant und ist wahrscheinlich eine freigewitterte Breccie des unteren Muschelkalks. Das Liegende ist dünngeschichteter Pflanzenschiefer, etwa 15 *m* mächtig und mit flachem Nordwestfallen.

Es folgt gegen N eine leicht gefaltete Schichtenreihe des unteren Muschelkalks mit Streichen N 60° O und gut entwickelter Cleavage in NW-SO-Richtung.

In der Nähe des „Prediz"gipfels (1720 *m*) ist diese scharf gegen Mendolakalk durch einen NW-SO-Bruch abgeschnitten. Die „Prediz"- oder Nordscholle hat eine beträchtliche Senkung erlitten. Die gebänderten dunklen Grenzzoneschiefer und Buchensteiner Hornsteinknollenkalke überlagern den Mendolakalk und sind mit ihm gefaltet (Streichen N 40° W). Der Knollenkalk wittert überall auf der Wiese aus, und Pietra-Verde-Stücke liegen reichlich herum. Die höhere Gruppe des Kieselkalks ist auch vorhanden.

Der Bruch ist am besten am Westhang, wenig unterhalb der Kammhöhe, aufgeschlossen.

Bei 1580 *m* stoßen an die Predizscholle grobe Konglomerate des unteren Muschelkalks. Sie haben rote, sandige Mergel als Bindemittel, und feine Bänke davon sind damit in Wechsellagerung. Dieser Komplex ist außerordentlich hart, reichlich geadert und mit polierten Schubflächen in der Richtung N 28° W gestreift.

Darüber folgen rote und hellgraue Plattenkalke, die schief gegen dunkle Pflanzenschiefer mit Kohlenschmitzen stoßen. Zwischen ihnen verläuft ein Bruch in NO-SW-Richtung. Die Plattenkalke stehen damit parallel und fast senkrecht. Es folgen in einer Höhe von 1620 *m* wieder rote und graue, grobe Konglomerate, dann bituminöse, schwere Kalke und darauf hellgrauer, dolomitischer Kalk.

Die anstoßenden Schichten der Südseite sind Untermuschelkalk. Sie streichen parallel mit dem Bruch und biegen ihm nach. Neben dem Harnisch sind sie auch horizontal in NNW-SSO-Richtung geschliffen.

Der NO-SW-Bruch durch die Plattenkalke ist die nördliche Fortsetzung des steil gegen O geneigten Harnisches, der durch das Gehänge zieht. Er dreht hier in SO-NW-Richtung um wegen Zerquetschung und horizontaler Verschiebung der Schichten gegen W entlang eines O-W-Bruchs.

Die ganze Schichtenmasse biegt samt dem Harnisch gegen N in der Gestalt einer steilen Flexur um und ist von diesem O-W-Bruch zerschnitten. Die älteren Schichten des Prediz im S stoßen hier gegen Wengener Tuffe und *Lommeli*-Schiefer im N.

Diese Störung ist die östliche Fortsetzung des Biocer Hauptbruches.

Im großen ganzen weist die geologische Struktur dieser Abhänge eine NNO-SSW-Faltung auf, die von späteren Biegungen und Scherungen mit NW-SO-Streichen gestört worden ist.

Weiter östlich, in der Gegend von Pederoa, hat der Gader Bach tief in die O-W Biocer-Störung eingeschnitten. In der Nordscholle sind hier unter den Tuffen die Buchensteiner Hornsteinknollenkalke und die liegenden bituminösen Mergel der Grenzzone neben dem Bruch aufgeschlossen.

Sie sind zusammen in scharfe, reitende Falten gelegt, deren Achsen N 70° O streichen und im allgemeinen steil gegen S einfallen. In kurzer Entfernung von der Störung stehen gegen N diese Falten steiler, aber noch südlich einfallend, und sind von einem parallelen Bruch verworfen, an dessen Nordseite Mendolakalk ansteht (Fig. 55).

Dieser Einbruch der jüngeren Schichten ist tektonisch den Vorgängen am Col Vercin ganz ähnlich. Sie kommen als starke Zerquetschungen an derselben Bruchlinie vor. Desto auffallender ist es, daß am Col Vercin die heutige Höhe 2200 *m* und an der Pederoa-Brücke 1100 *m* beträgt. Dieser Vergleich gibt einen Begriff des allgemeinen Absinkens der Schichtenmasse in Enneberg gegen O.

Es wird nun für die geologische Darstellung bequemer sein, gleich den Gader Bacheinschnitt oberhalb Pederoa und dessen Osthang zu beschreiben. Die östliche Fortsetzung der Bespack-Überschiebung weiter unten im Tale wird erst später behandelt.

Der Osthang des Gader Tales oberhalb Costisella.

Die Strecke Pontatg—Costisella.

(Vgl. Taf. XXVI, Prof. I, II, Taf. XIX, Fig. 68, 69.)

Die Dörfer Pedraces (1324 *m*) und St. Leonhard (1371 *m*) sind die Hauptortschaften in diesem oberen Teil des Enneberg(Abtei- oder Badia)tales. Sie sind auf Wengener Tuffen und Mergeln erbaut, die hier ein reiches Wiesenland liefern, leider aber sehr viel von Bergrutschungen und -stürzen betroffen werden.

Diese Schichten, die von Cassianer Mergeln und Mergelkalken überlagert werden, sind die östliche Fortsetzung der Wengener Reihenfolge in den Wiesen und Wäldern südlich des Tschenglesrückens.

Das Liegende der Wengener Schichten ist rechts des Gader Baches unterhalb Pontatg gut aufgeschlossen, und die Felsen setzen sich gegen O in einem Rücken südlich des Petzbaches fort. Ihre Reihenfolge wird erst an diesem Rücken, der gewöhnlich „Kastell" genannt wird, beschrieben.

Nördlich von St. Leonhard besteht der tiefste Teil des Rückens aus Andesit vom Typus der Mandelsteinlava mit großen Augitkristallen. Darüber liegen feine Tuffbreccien und Palagonittuffe mit N 80° W Streichen und flachem Bergeinfallen. Bei 1460 *m* kommen auf einem niederen Kamm geschichtete Kieselkalk- und Tuffkonglomerate mit kleinen Bruchstücken, dann grobe Tuffbreccien mit Kalk- und Porphyreinschlüssen, ganz dem Eruptivbreccientypus entsprechend, vor. Die Kalkeinschlüsse sind oft sehr groß und gehören der Hauptsache nach den breccienartigen Echinodermenkalken der Grenzzone oder den Buchensteiner Hornsteinknollenkalken an. Sie bilden Linsen oder unregelmäßige Streifen in den Tuffen.

Diese Gruppe liegt anormal auf den feinen, schwarzen Tuffen. Letztere sind gut geschichtet mit 25° Fallen gegen NNO. Die Breccien und Kalke sind flach von NNO gegen SSW über ihnen aufgeschoben.

Es soll hier darauf aufmerksam gemacht werden, daß in der geologischen Karte die Lage der Kieselkalk- und Tuffkonglomerate als obere Buchensteiner Schichten mit grüner Farbe ausgeschieden ist.

Ähnliche Verhältnisse können im Hang von Cavalarungs beobachtet werden.

In einer Höhe von 1510 *m* ist eine Steilwand, die aus typischen Tuffkonglomeraten mit wohl gerundeten Kalkstücken besteht. Sie wechsellagern mit braunen und grünen Tuffen, auch mit gut geschichtetem Kieselkalk und Hornsteinknollenkalk. Über ihnen kommen am breiten Kamm schwarze Palagonittuffe vor, die ganz ähnlich mit den liegenden Tuffen sind. Darauf liegen stellenweise kleine Felsen von Mandelsteinlava mit großen Augitkristallen.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß sich hier die Eruptivfolge der oberen Buchensteiner Schichten wiederholt. Über der Steilwand kommen sie in normaler Reihe vor, gegen unten aber in überkippter Reihe. Da stellenweise im Gehänge die Tuffbreccien oder Buchensteiner Kalke diskordant auf den Tuffen liegen, an anderen Stellen, wie nahe am Kastell, mehr eingefaltet aussehen, ist es wahrscheinlich, daß sie im Kern einer liegenden Falte sind und die Vorderstirn gegen S über die Tuffe überschoben worden ist.

Diese Falte wird halbwegs zwischen „Kastell" und dem Bach gegen Pontatg von einem kleinen senkrechten O-W-Bruch geschnitten, wobei die Nord- oder „Kastell"seite aufgehoben erscheint.

Ein WNW-OSO-Bruch von größerer Bedeutung begrenzt die überkippten Schichten im S, wo sie auf die Wengener Tuffe aufgeschoben sind. Diese Störung ist bei einer Brücke beim Dorf Piccolruaz an der Ostecke des Rückens gut aufgeschlossen. Die Harnischfläche ändert hier ihre Richtung von O nach ONO, dann NNO und ist steil nördlich geneigt.

Das Interessante ist dabei die steile Flexur mit Senkung der Schichten gegen SO und OSO, die am Osthang des Rückens bei Cavalarungs aufgeschlossen ist. Ein NNO-SSW-Bruch schneidet durch diese Flexur und senkt die Wengener Schichten der Ostscholle. Letztere stoßen entlang dieses Bruches in der Armentarawiese gegen ganz verschiedene Horizonte der Buchensteiner Kalke und Eruptivgesteine.

Diese Einsenkung der Wengener Schichten im S unter das überschobene Knie der liegenden Falte und im O in der gebrochenen Flexur scheint gleichzeitig stattgefunden zu haben, indem die Brüche ineinander verlaufen.

Der Westhang dieses Gebietes bietet unterhalb des Kastells am Bach sehr schöne Aufschlüsse.

Weiter unten sind durch den kühnen Bau der neuen breiten Fahrstraße die Felsen in Tunneln und senkrechten Wänden bloßgelegt worden.

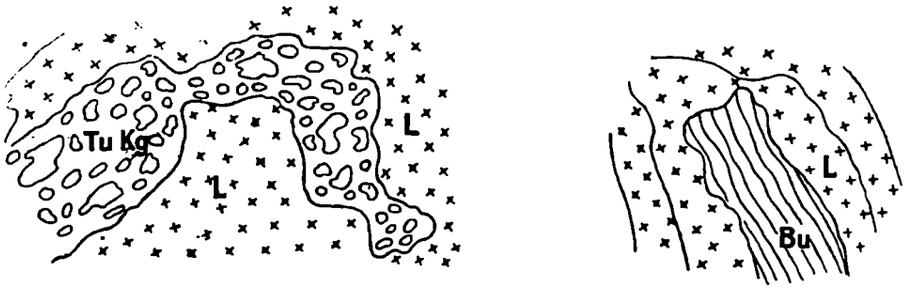


Fig. 56. Einschlüsse in Lava (Enneberger Straße, Ostseite, etwa 1250 *m*). *Tu Kg* = Grobe Tuffkonglomerate; *Bu* = Dunkle Mergelkalke; beide aus der oberen Buchsteiner Gruppe; *L* = Feine Breccienlava, Kontaktflächen stark umgewandelt.

Der natürliche Einschnitt des Baches tritt gegenüber der zweiten großen Serpentine der Straße unterhalb Pontatg hervor.

Ein imposanter Fels von Andesit des Mandelsteinlava-Typus liegt diskordant auf sehr steil geschichteten und kleingefalteten Palagonittuffen. Das allgemeine Streichen der Tuffe ist N 70° O, und sie stehen senkrecht bis 70° nach S geneigt.

Die Felswand wird gegen S höher, wo sie sich um die Pontatg-Ecke in jenen Aufschluß von Mandelsteinlava fortsetzt, der schon oben als die unterste Lage in der Reihenfolge des Rückens beschrieben worden ist. Hier erscheint er, wie gesagt, von den Palagonittuffen überkippt. Im Bacheinschnitt sieht man die Lava gegen N dünner werden und die liegenden stark gefalteten Tuffe in einer senkrechten Flexur gegen N herunterbiegen.

Der kleine O-W-Sprung, der sich oben am Kastellhang zeigt, hat diese Flexur senkrecht geschnitten. Die Nordscholle ist gesunken und wiederholt im wesentlichen die gleiche Struktur wie die soeben beschriebene Südscholle. Sie weist aber in vortrefflicher Weise die Umbiegung der Tuffe auf, wo sie den Porphyritfels umfalten. Es ist ganz merkwürdig, wie biegsam die Tuffe gefaltet sind. Wo die Kontaktfläche der Lava herausschaut, ist sie wie eine glatte, polierte Konvexwand ausgebildet (Photographie, Taf. XIX, Fig. 69).

Hoch oben stehen in beiden Schollen die Buchensteiner Kalklagen an. Sie sind aber bedeutend vollkommener in der Nordscholle entwickelt, eine Beobachtung, die mit der lokalen Wirkung des Schubes von NNO nach SSW übereinstimmt.

Die eingefaltete Eruptivmasse bildet hier einen senkrechten Fels, der steil vom Bach aufsteigt und durch den die Straße auf eine Strecke im Tunnel ausgesprengt wurde. Dieser Fels besteht hauptsächlich aus dicht verkitteten, braunen Tuffen, reich an Kristallen. Sie sind dickgebankt, und es kommen massenhaft unregelmäßig grobgeschichtete Eruptivbreccien mit Kalkeinschlüssen und Lavabänken in Wechsellagerung vor. Die Schichtung ist gewellt, und in den tieferen Lagen kommen Buchensteiner Kieselkalke, grüne, aphanitische Tuffe, gebänderte Mergeltuffe und Hornsteinknollenkalke vor. Letztere sind unter der Straße beim Bach und an der Nordecke der Eruptivmasse gut sichtbar (Streichen N 55° W, Fallen 60° SW).

Außerdem sind viele senkrechte Gänge und Lagergänge da, die wie Adern durch die Masse ziehen. Sie sind fast immer Brecciengänge, in denen massenhaft Kalkstücke vorkommen. An der Nordecke streichen die umhüllenden, weichen,

dünngeschichteten Tuffe von oben seitwärts der Straße heraus. Sie streichen fast parallel mit der Eruptivmasse, sind aber zu einem scharfen, engen Gewölbe verbogen, dessen Südflügel eine steile Schleppung gegen die Eruptivmasse aufweist. Der Nordflügel ist in steilen Flächen mit 75—85° nach NNO geneigt.

Man sieht kleine Faltungen in den Tuffen an der Umbiegungsstelle, wo das Fallen einen scharfen Winkel macht und die Schichten in die normale Lage unter die Eruptivmasse kommen.

Gleich nördlich der geknickten Tuffe ist ein Hauptbruch zwischen ihnen und der Gruppe der Buchensteiner Kieselkalke, grünen Tuffe und Knollenkalke (Photographie, Taf. XIX, Fig. 68).

Die Harnischzone ist zirka 1 *m* breit mit papierdünnen Lagen, die hier N 40° W streichen und 80° NO geneigt sind. Von N stoßen dagegen steil geschleppte Buchensteiner Schichten, die gleich flacher werden mit nicht mehr als 20° NO-Neigung.

Das Streichen in dieser Scholle hat sich zu N 70° W geändert.

Diese Störungszone setzt westlich über den Bach, wo sie neben Costa die Südgrenze der Tschenglesscholle bildet.

Die bituminösen gebänderten Mergelschiefer bilden das Liegende der Buchensteiner Schichten und werden in ganz kurzer Entfernung mit ihnen gefaltet und geschleppt. Diese Störung hängt mit ihrer Aufbiegung im überschobenen Teil der liegenden Falte zusammen. N davon biegen sie in einer überkippten Synkline um, in welcher eine gefaltete Gruppe von weichen Tuffen liegt.

In einer kurzen Strecke aber steigen die Buchensteiner und Grenzzoneschichten wieder steil auf und nehmen an einer zweiten großen liegenden Falte parallel mit der ersten oberhalb Costa Anteil. Diese ist gegen N mit Senkung der Nordscholle abgeschnitten. Dadurch werden die Tuffe nochmals bis an die Straße gesenkt und stehen hier auf eine längere Strecke an. Sie sind aber größtenteils mit Wald und Wiesen verdeckt.

Neben der Straße fangen Aufschlüsse des Buchensteiner Kieselknollenkalks mit Südfallen auf 25 *m* Länge wieder an. Nach einer kleinen verschütteten und verdeckten Strecke sind stark zusammengepreßte und gefaltete Knollenkalke, Bänderkalke und bituminöse Schiefer der Buchensteiner und Grenzzone Schichten aufgeschlossen. Von hier kommt in überkippter Lage die Reihenfolge der Triasschichten bis zum unteren Werfener (Seiser) Kalk. Zwar sind einige Horizonte unvollständig vertreten. Das allgemeine Streichen ist N 45—55° W, das Fallen NO, obwohl letzteres durch Faltungen veränderlich ist.

Die Hauptzüge der Deformationen in diesem überkippten Schichtenkomplex sind in der Zeichnung (Taf. XXVI, Prof. I) dargestellt, soweit sie gleich neben der Straße aufgeschlossen sind. Höher oben sind sie fast ganz verdeckt.

Die Buchensteiner und Grenzzoneserie ist prachtvoll entwickelt und durch viele Falten in ihrer Mächtigkeit vervielfältigt. Die Falten sind entweder fast vertikal oder stark gegen SW umgelegt und von kleinen NO einfallenden Brüchen geschnitten. Mehrere Exemplare von *Daonella Sturi* Benecke sp. wurden in dem dunklen Kalk der Grenzzoneserie gefunden.

Der Mendolakalk ist geringmächtig, kaum 30 *m*, und in lokaler Fazies entwickelt (S. 26). Er steht größtenteils senkrecht. Die tieferen Lagen sind von außerordentlich wulstiger und brecciöser Beschaffenheit. Der untere Muschelkalk im Liegenden des Mendolakalks ist hier etwa 45 *m* mächtig, ist aber in seinem unteren Teil unvollständig. Die Schichten bestehen aus bituminösem, welligem und hellem Kalk, dann aus grünlichen Mergelbänken, darunter wulstige bituminöse, dunklere Kalke, hier senkrecht mit N 30° W Streichen. Sie werden von grauem Kalk, roten Mergeln und Konglomeraten gefolgt.

Letztere kommen nur in ein paar Metern aufrechtstehender Schichten an der Straße vor, wo sie von einem Längsbruch gegen Campiler Schichten abgeschnitten werden.

Die Campiler Schichten sind nur als eine geringmächtige Scholle vertreten, dagegen kommen die Seiser Kalke in großer Mächtigkeit vor. Sie fallen, wo sie auf den Campiler Schichten liegen, gegen NNO. Etwas weiter talabwärts, bei 1205 *m*, biegen sie um und fallen steil nach SSW, dann wieder mit engen Faltungen nach NNO, wo sie gegen jüngere Werfener Horizonte mit Südfallen geschleppt und abgeschnitten sind. Dieser Bruch ist die Fortsetzung der Hauptstörung unterhalb Costisella.

Die Reihenfolge weist auf einen überkippten Mittelschenkel einer liegenden Falte hin. Sie ist die direkte Fortsetzung der Tschengles-Störung, die schon oben beschrieben wurde. An dieser Ostseite der Schlucht ist der gleiche Bau auch in den jüngeren Schichten sehr gut entwickelt und viel vollständiger wie in den älteren erhalten. Wir dürfen diese Falten als einen tektonischen Komplex ansehen, der hier im O aus Schichten der gesenkten Villnöser Antikline und durch Auffaltungen und Überschiebungen der nördlich gelegenen Synkline erbaut wurde.

Der Bruch zwischen dem unteren Muschelkalk und den Campiler Mergeln in der überkippten Serie senkt die Südscholle. Diese Verwerfung zieht östlich durch das Gehänge und trifft etwa 200 *m* höher die Hauptbruchlinie, deren Richtung mehr nach OSO führt. Durch die Senkung der Südscholle wird bedingt, daß die jüngeren Schichten der liegenden Falte von Costisella hier anstehen, nämlich Buchensteiner Kalk und Eruptivgesteine. Dies erklärt auch, warum im Profil der Ennebergtafel, das über diese Stelle hinzieht, die liegende Falte von Costisella auch die gleiche Schichtenreihe wie die Kastellfalten trifft.

Diese jüngeren Schichten streichen östlich nach Valgiarei, wo sie scharf gegen die abgesunkenen Wengener Schichten der hohen Wiese abschneiden.

Der NNO-SSW-Bruch, der „Armentarabruch" genannt werden darf, ist die nördliche Fortsetzung der Störung östlich des „Kastellrückens". Er begrenzt im O die hier gegen NNO umgedrehten Schichten der Villnöser Antikline. Das ganze Gebiet ist hier im Verhältnis zum Bronsoijoch (Villnöserpaß) tief gesenkt, die Antikline selber ist in Schollen zerschnitten und hat ein anderes Streichen.

Es ist schon oben gezeigt worden, daß das allgemeine Streichen im Westhang des Gader Tales NO—SW ist und daß Schollen in diesem Sinn gegen NW aufeinandergeschuppt worden sind.

Wir werden jetzt bei der Beschreibung des Osthanges ähnliche Verhältnisse auf dieser Seite erkennen können.

Die Strecke Costisella—Pederoa.

Die Talschlucht.

(Vgl. Taf. XXVI, Prof. I, III, IV.)

Diese Strecke ist von den zwei oben beschriebenen Brüchen in WNW-OSO-Richtung begrenzt, die unterhalb Costisella im S und Pederoa im N das Gader Tal durchschneiden. Auf den beiden Seiten des Tales stehen untere und mittlere Triasschichten in steilen Abhängen an. Sie zeigen Deformationen mit kreuzenden Faltungen. Nehmen wir zuerst die Deformationen, die im untersten Gehänge des Tales aufgeschlossen und auf Prof. III abgebildet sind.

Nördlich des Costisellabruchs liegen auf der linken Talseite gefaltete Campiler Schichten mit WNW-OSO-Streichen. Eine kurze Strecke nordwärts sind sie gegen aufgebogene Campiler Schichten, die mit NW-SO-Streichen die Abhänge von Groneshof bilden, abgeschnitten. Der Bruch zieht sich in NW-SO-Richtung gleich bei der Spizangkuppe durch den Kamm.

Auf der Ostseite des Tales liegt auf dieser Strecke ein Schuttkegel. Nördlich davon stehen südsüdwestfallende Campiler Schichten an. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind diese die Fortsetzung der Campiler Schichten der Groneshofscholle. Wenn der NW-SO-Bruch das Tal überquert, so würde er den Hauptbruch von Costisella an der Ostseite treffen.

Die roten Mergelschiefer der Campiler Schichten sind neben dem Bruch auf der linken Seite des Tales gut aufgeschlossen. Sie streichen N 68° W, fallen 35° S. Von hier sind sie gegen N hoch aufgefaltet. Im großen und ganzen ist diese Aufwölbung erst nördlich von Ajaraj an der linken Seite und Archiara an der rechten nach NNO umgebogen.

Innerhalb dieses großen Gewölbes kommen eine Menge kleinere Falten vor, die sich auf beiden Seiten des Tales erstrecken. Die Faltenbiegungen sind sehr steil und stellenweise durch Längsbrüche verworfen.

In diesem Faltensystem streichen im Tal in einer Höhe von 1200 *m* die Seiser Schichten aus und sind im Gehänge aufgewölbt. Sie sind mit den Campiler Schichten in steilen bald NNO, bald SSW überkippten Kniefaltungen zusammengepreßt und von geneigten Gleitflächen zerschnitten. Durch solche Schuppungen gewinnen die Werfener Schichten eine größere Mächtigkeit in ihren Aufschlüssen in diesen Abhängen.

Das reiche Vorkommen von Versteinerungen der oberen Werfener Schichten ist schon vom Groneshof am Westhang gut bekannt.

Die gleichen Schichten sind im Osthang ebenso reichhaltig.

Unterhalb „Archiara" (1558 *m*) auf der rechten Seite und Ajaraj auf der linken Seite erscheint im Tal ein flacher Buckel von Bellerophonkalkschichten unter den Seiser Myaciten-Mergelkalken aufgeschlossen. Es kommen in den dunklen Permkalken einige Lagen mit gröberen, weißen Glimmern vor. Diese Schichten bilden ein flaches, glattes Gewölbe, das an der Nordseite mit einer scharfen Knickung gegen N hinunterbiegt.

Sie sind hier von dem NW-SO-Predizbruch abgeschnitten. Der Harnisch ist auf der Westseite des Tales zwischen dem Bellerophonkalk im S und abgesunkenen Seiser Kalken im N aufgeschlossen.

Die Seiser Schichten fallen mit zirka 50° NNO und sind offenbar ein Teil des Nordflügels des Gewölbes. Sie sind von Campiler Schichten überlagert. Es schneidet noch ein kleiner Sprung durch, welcher die Nordscholle absenkt. Man wird aus der geologischen Karte erkennen, daß diese Senkungen gegen N die tektonischen Vorgänge von Prediz im Westhang des Tales fortsetzen.

Östlich und westlich ziehen im Gehänge Störungen in NNO-SSW-Richtung zwischen Bellerophonkalk und Seiser Schichten und den roten Campiler Mergeln durch, wobei letztere gesunken sind.

Die Campiler Schichten stoßen auf der rechten Seite des Baches etwas weiter talab gegen einen auffallenden Fels von schwarzem Bellerophonkalk, der mit 65° nach SSW einfällt und eine steile Flexur mit einer Knickung gegen NNO aufweist. Der Bruch zwischen den Campiler und Bellerophonkalkschichten verläuft NW—SO.

Links des Baches sieht man keinen Bellerophonkalk, aber die Campiler Schichten stoßen südlich gegen ältere Werfener Schichten.

Auf der rechten Seite kann man gut sehen, daß die Seiser und Campiler Schichten, welche nördlich des Bellerophonkalks ausstreichen, auch südlich einfallen und mit einer steilen Flexur gegen NW umbiegen. Die Campiler Schichten sind dann wieder gegen Bellerophonkalk abgeschnitten. Der Bruch hat wieder NW-SO-Richtung und ist vertikal.

Dieser Aufschluß von Bellerophonkalk erstreckt sich gegen O in ein Seitental hinauf.

Sowohl hier wie in den Aufschlüssen oben im Tal sind diese Kalke von weißem Kalzit reichlich geadert. Einige Lagen, die wie sandige Rauhwacken aussehen, zeigen viele kleine, ausgehöhlte Röhrchen und verwittern orangegelb. Gebänderte, stark bituminöse Lagen stehen damit in Wechsellagerung. Die obersten Lagen führen hier wenige Versteinerungen.

Diese Kalke sind im Seitental von einer ganz geringen Mächtigkeit des Seiser Kalks überlagert. Die ganze Gruppe ist östlich gegen die obersten Campiler Schichten und eine Steilwand aus unterem Muschelkalk senkrecht abgebrochen.

Dieser Bruch mit Absenkung der Ostseite kann südlich bis zu dem Gewölbe von Bellerophonkalk verfolgt werden. Er bildet einen auffallenden tektonischen Zug an der Ostseite des Tales, weil dadurch **die Felswände des unteren und oberen Muschelkalks fast bis zum Tal herunterreichen.**

Nördlich gegen Pederoa zu folgen sehr gestörte und zusammengedrückte Seiser Schichten unterhalb des Bellerophonkalks. Die ersten Felsen streichen N 80° W und stehen senkrecht. Ein wenig weiter gegen Pederoa zu steht ein auffallender Fels von Seiser Kalk mit Streichen N 75° O und Fallen 65—70° SSO. Dieses Fallen setzt sich dann gegen Pederoa fort. Diese beiden Felsen sind voll Harnischflächen. Merkwürdigerweise sind die Versteinerungen darin außerordentlich reich und mannigfaltig.

Diese zwei Vorkommen von Bellerophonkalk oberhalb Pederoa sind mit zwei gebrochenen Falten in Zusammenhang zu bringen. Diese Falten hatten steile Flexuren gegen NNO, welche neben dem Bellerophonkalk mit Absenkung der Nordscholle durchbrochen wurden. Die Hauptsache ist oberhalb Pederoa in der Tat **ein steiles Herunterbiegen der Schichten bald durch Brüche, bald mittels Faltungen.**

Die ganze Schichtenmasse stößt bei Pederoa gegen den Hauptbruch der Biocer Wiese, der hier W—O verläuft. Auf der Nordseite liegen die eingesunkenen gefalteten Buchensteiner und Grenzzoneschichten, die schon oben beschrieben wurden (S. 336).

Nach den oben beschriebenen Beobachtungen stellt es sich heraus, daß die Talstrecke zwischen Costisella und Pederoa ein stark ausgeprägtes Faltungssystem in NW—SO aufweist. Dasselbe ist mit allerlei Torsionserscheinungen, Knieknickungen und rasch wechselndem Fallen der Schichten verbunden.

Es gibt aber auch eine große Flexur der Schichten des Osthanges mit NO-SW-Streichen und Senkung gegen das Gader Tal zu. Es kommen auch Brüche parallel mit diesem Streichen vor, und die Schollen, die gegen den Biocer Bruch stoßen, weisen dieses Streichen auf.

Dies scheint also eine Faltung anzudeuten, die schon vor den NW-SO-Brüchen und -Faltungen der Schichtenmasse ihr Gepräge gegeben hatte.

Die kreuzenden Richtungen dieser Faltungen erklären das häufige Auftreten von domalen oder linsenförmigen Deformationen in der Gegend. Es kommen in Betracht z. B. das längliche Gewölbe der Bellerophonkalke und Seiser Schichten, das den Talboden von unterhalb Ajaraj bis zu Pederoa bildet. Es vertritt der Lage nach den Kern der allgemeinen Aufwölbung der Schichtenmasse in NW-SO-Richtung zwischen Pederoa und Costisella.

Als harter Kern dieses Gewölbes scheint es mitten in den Campiler Schichten des NNO-SSW-Faltungssystems eingepreßt zu sein. Die Campiler Schichten stoßen auf beiden Seiten, östlich und westlich, gegen ihn und sind an Brüchen abgesenkt worden.

Am bedeutendsten zeigt sich die domale Aufwölbung der Campiler Schichten in den Schollen von Grones und Tschengles.

In dieser kurzen Strecke bekommen wir also die Nachweise von großen Falten in SSW-NNO-, respektive SW-NO-Richtung, die von einem verschiedenartig und stark ausgebildeten Faltungs- und Bruchsystem in NW-SO-Richtung umgestaltet worden sind.

Diese beiden Vorgänge stellen die lokalen Längs- und Querrichtungen der jüngeren peri-adriatischen Bewegungen in diesem Gebiet vor.

Aus den vorliegenden Beobachtungen geht aber hervor, daß zwischen den verschiedenen Gebirgsbildungen und Bewegungsrichtungen keine so großen Zeiträume eingeschaltet waren, daß die Erosion zerstörend eingreifen konnte. Sie machen eher den Eindruck von Phasen in einem fortdauernden System des Gebirgsdruckes.

Die oberen Gehänge im Osten.

Franazza-Überschiebung.

(Taf. XXVI, Prof. II, III, IV.)

Die Costisella-O-W-Störung führt östlich gegen die Armentarawiese durch einen dichtbewaldeten und steilen Berghang, der von tiefen Schluchten gefurcht wird.

Aufschlüsse sind selten. Ein Fußweg führt vom Tal in einer Schlucht gegen O und OSO hinauf, zuerst über den Schuttkegel, dann in den überkippten Schichten südlich der Störungszone. Sie fallen bergaus gegen die Verwerfung.

In einer Höhe von 1340 *m* stoßen diese an einem N-S-Bruch gegen Eruptivtuffe. Der Weg führt danach durch Tuffe und gemischte Kalk- und Tuffbreccien. In etwa 1480 *m* Höhe zieht ein Lagergang von dichtem Andesit fast N—S in Buchensteiner Kieselknollenkalken durch. Über dem Knollenkalk liegt eine dicke Masse von den grobgemischten Eruptivbreccien, die hier mit dem Buchensteiner Knollenkalk im N an die Fortsetzung der Costisella-Störung grenzen.

Der Fußweg kehrt hier gegen N um, und man kann oberhalb und unterhalb des Weges am Gehänge wahrnehmen, daß es sich hier um eine Wiederholung der Schichten längs einer NO-SW-Störung handelt.

Die Werfener Schichten stoßen unterhalb des Fußwegs gegen unteren Muschelkalk, einen fast ausgewalzten Streifen von Mendolakalk und dunkelgebänderten, bituminösen Mergelschiefer, eine gut entwickelte Gruppe von Buchensteiner Knollenkalk, Tuffkonglomeraten und Kieselkalk, die nach oben in Laven und Tuffe übergehen.

Diese normalliegende Schichtenreihe ist von flachen Gleitflächen und manchen kleinen Vertikalbrüchen zerschnitten. Sie fällt im allgemeinen flach gegen O bergein. Die Werfener Schichten, die höher im Gehänge vorkommen, sind längs eines Bruches, der ziemlich steil östlich fällt, gegen sie aufgeschoben. Die Harnischzone läßt sich nur selten sehen. Sie zieht nicht in einer geraden Richtung durch das Gehänge, sondern zeigt samt den aufgeschobenen Werfener Schichten eine Schleppung und Schieferung gegen den Costisella-Bruch.

Die aufgeschobenen Schichten sind verbogen, streichen im allgemeinen NW—SO und fallen 40° SW mit einer scharfen Flexur gegen den Harnisch zu.

Es sind Campiler Schichten, von der jüngeren Reihenfolge überlagert, die den sogenannten „Archiaraberg" aufbauen. Besonders auffallend ist eine Steilwand von roten Mergeln und Konglomeraten und anderen Schichten des unteren Muschelkalks. Sie springt südöstlich vom Dorf Archiara im Gehänge vor und kann von weither gesehen werden.

Das Dorf Archiara (1558 *m*) liegt ganz auf den Campiler Schichten der unteren Scholle, und die Harnischzone zieht bedeutend höher, etwa bei 1630 *m*, unter der Steilwand durch. Diese unterschobene Schichtengruppe bildet wenig südlich des Dorfes eine antiklinale Falte in Richtung N 65° W. Die oberen Campiler Horizonte enthalten oberhalb Archiara gute Versteinerungen.

Nördlich des Dorfes stoßen sie in einer Bachrinne gegen Tuffe und Tuffkalkbreccien der oberen Buchensteiner Schichten. Der Bruch hat NW-SO-Richtung und ist die Fortsetzung des NW-SO-Bruchs beim Bellerophonkalkgewölbe im Tal. Er hat hier eine vertikale Sprunghöhe von etwa 80 *m*. Die NNO-SSW-Schubzone ist nach N gegen die gesunkene Nordscholle verschoben und dort zwischen aufgeschobenen Buchensteiner Kalk und geschleppten und gestörten Tuffen aufgeschlossen.

Man sieht hier oberhalb und unterhalb der Tuffe gutentwickelte Gruppen von Hornsteinknollenkalk mit grünen Tuffeinlagerungen und gebänderten, plattigen Kalkbänken in Wechsellagerung. Das obere Vorkommen liegt diskordant mit kleinen Verbiegungen auf dunklen Palagonittuffen, Tuffbreccien und Mandelsteinlava. Die herauswitternden Gesteinsstücke sind häufig stark schraffiert und poliert. Die Störungszone ist aber nur in der Nähe des NW-SO-Bruches entblößt.

Gegen Franazza zu biegt die Störungszone hoch am Gehänge hinauf. Sie bietet in einem Hochwald einige sehr interessante Aufschlüsse. Man kann sich hier überzeugen, daß das höhere Vorkommen von Buchensteiner Knollenkalk auf gefaltete Eruptivtuffe und grobe Breccien aufgeschoben wurde. Öfters kann man hier eine Mylonitzone sehen.

Die Biegung ist eine scharfe, antiklinale Falte mit NW-SO-Achse. Auf ihrer N fallenden Seite kommen die Buchensteiner Kalke steil durch das Waldgehänge herunter. Sie stehen bei den höchsten Häusern von Franazza (1575 *m*) an. Unter der Störungsfläche liegen noch die Eruptivgesteine, die hier offenbar überkippt sind. Die groben Breccien liegen über den Tuffen mit Pflanzenbrocken und eingeschalteten Mandelsteinlaven. Im Gehänge weiter unten sind die Eruptivbreccien unter den Tuffen und Laven vorhanden.

Die liegenden Buchensteiner Kalke kommen erst 120 *m* tiefer unten im Gehänge als die Buchensteiner Kalkgruppe bei Franazza. An diesem Gehänge kann klar gesehen werden, daß die Falten in NW-SO-Richtung die beiden Schollen oberhalb und unterhalb der Störungszone fortlaufend ergriffen haben. Die Harnischzone ist samt den Schichten gefaltet worden.

Nördlich von Franazza zieht wieder ein NW-SO-Bruch durch das Gehänge. Die Nordscholle ist gehoben und bietet im oberen Teil einige gute Aufschlüsse.

Gleich nahe dem Bruch liegen wulstige, bituminöse Dolomite und rote Mergelschichten des unteren Muschelkalks auf den Tuffen und Breccien der unteren Scholle. Darauf kommen dann obere Werfener Schichten, und diese Verhältnisse setzen sich in nördlicher Richtung bis zu einer vorspringenden Ecke des Rückens fort, wo wieder ein NW-SO-Bruch durchbricht. Die Nordscholle ist gehoben und besteht ganz aus Werfener Schichten.

In der Südscholle verbreiten sich die Eruptivgesteine oberhalb „Col" (1450 *m*). Durch diese Ortschaft zieht in sehr typischer und gut aufgeschlossener Entwicklung die Buchensteiner Kalkserie (Streichen N 55° O, Fallen 15° SO). Die weichen, bituminösen Schiefer und hellen Kalke mit Echinodermenresten des Grenzzonehorizonts liegen darunter. Der Mendolakalk ist auch bei den Häusern entblößt und bildet kleine Felsen.

Diese Gruppe ist in NW-SO-Richtung in Falten gelegt. Eine Untersuchung der Wiese erweist die Wiederholung der verschiedenen Horizonte in dieser Richtung. Man kann dies sowohl durch die Ablesungen des Streichens und Fallens wie durch einige seltene Aufschlüsse nachweisen. Besser kommen die Falten im unteren Muschelkalk und in den obersten Campiler Schichten tiefer am Gehänge zum Vorschein, wo diese dann gegen die aufgefalteten Werfener Schichten und Bellerophonkalk oberhalb der Straße entlang eines NNO-SSW-Bruches abgesenkt sind.

Die oben angegebenen Beobachtungen zeigen, daß eine NNO-SSW-Störung durch den ganzen Osthang verläuft. Sie ist gegen O geneigt, und die Ostscholle ist auf die Westscholle gegen W überschoben worden.

Wegen der Überkippung der unterliegenden Tuffe und Breccien unterhalb Franazza scheint diese Störung aus der Zerspaltung einer liegenden, gegen W überkippten Falte entstanden zu sein.

Die über- und unterschobenen Schollen sind zusammen von den NW-SO-Brüchen und den Faltungen in dieser Richtung deformiert worden.

Aus diesen Verhältnissen darf der Schluß gezogen werden, daß die ältere Synklinale nördlich der Villnös-Tschengleser Antikline, die ihren Verlauf WNW—OSO hatte, in dieser Strecke von einer späteren antiklinalen Knickung der älteren Schichten überquert wurde. Dadurch wurde ihre Form umgestaltet.

Oben ist auch gezeigt worden, daß am Westhang des Gader Baches entlang der Ostseite des Tschengles-Prediz-Kammes eine sehr hohe Aufwölbung der Werfener Schichten besteht.

Also wurden die Schichten in der früheren Synklinale lokal in der Weise östlich und westlich aufgehoben, daß die Syklinale eine elliptische, beckenartige Gestalt bekam.

Nach der Auffassung der Autorin wurden durch diese Umgestaltung die Schichten innerhalb des Beckens während der weiteren Bewegungen gezwungen, gegen die Ränder des Beckens auszuweichen. Dies gilt selbstverständlich nur in dem Falle, wo die später wirkenden Kräfte nicht genügend stark waren, um das ganze Becken auseinander zu reißen und die frühere Gestalt gänzlich zu verwischen.

Zur besseren Unterscheidung wird diese NNO—SSW geneigte Störung weiter als die „Franazza"störung zitiert werden. Die untere Scholle wird als die „Col"scholle und die obere als die „Franazza"scholle bezeichnet.

Die „Franazza"scholle wird im O von der Armentarawiese durch einen senkrechten NNO-SSW-Bruch geschieden. Dieser Bruch läßt sich in der Steilwand unterhalb der La-Fornella-Wiese (1890 *m*) verfolgen.

An der Ostseite des Bruches finden sich aufgefaltete Buchensteiner Schichten und Eruptivtuffe mit WNW-OSO-Streichen, die völlig diskordant gegen die groben Tuffbreccien und Laven des Franazzahanges im W stoßen. Weiter gegen N werden die Buchensteiner Schichten und Eruptivtuffe der Ostscholle in synklinaler Biegung mit WNW-OSO-Streichen getroffen. Sie stoßen hier gegen eine synklinale Falte der Mendola, Grenzzone und Buchensteiner Schichten in der Westscholle.

Entlang dieses Bruches hat eine gewisse horizontale Schleppung stattgefunden, wobei die Ostscholle ein wenig gesenkt wurde. Die Wengener Schichten des hohen Wiesenlandes liegen konkordant auf den gesunkenen Tuffen der Ostscholle.

Diese Beziehung beweist, daß die Wengener Schichten der Armentara- und La-Fornella-Wiesen tektonisch zu der normalen Reihenfolge der vorgeschobenen „Franazza"masse gehören. Sie haben gegen O eine weite Verbreitung bis zum Wengener Tal, während die liegenden älteren Schichten in einer Steilwand westlich der Ortschaft Romestlungs vollkommen aufgeschlossen sind. Da die Reihenfolge des unteren Muschelkalks, welche hauptsächlich diese Wand bildet, schon oben beschrieben wurde, braucht hier nur auf die tektonische Störung an der Ecke oberhalb Col aufmerksam gemacht zu werden (S. 22).

Die Werfener Schichten zwischen Pederoa und Romestlungs.

Wenn man der Steilwand von Romestlungs (1412 *m*) gegen W folgt, so fällt sofort die wenig gestörte Schichtenlagerung auf. Das Streichen ist N 35° W, das Fallen zirka 32° O. In der Höhe von 1500 *m* steigt am Fuß der Steilwand eine monoklinale Flexur auf, und die Schichten zeigen östlich davon ein flaches, breites Gewölbe mit NO-SW-Streichen. Die Schichten dieses Gewölbes zeigen auch ein flaches Bergausfallen gegen N. Die Steilwand steigt langsam durch das Gehänge gegen W, und unterhalb Punkt 1827 *m* in der Karte wird sie von mehreren tiefen Rissen zerteilt.

Zuerst kommt eine kleine Verwerfung in N-S-Richtung und mit geringer Senkung der Ostscholle. Das Streichen ist hier wieder N 35° W. Weiter westlich kommt die oben erwähnte gestörte Ecke. Dort zieht ein zweiter Bruch in der Richtung N 15° O und wieder mit einer kleinen Absenkung der Ostseite durch. Dieser Bruch schneidet senkrecht durch.

In kurzer Entfernung kommt noch ein Bruch, der kompliziertere Beziehungen aufweist. Seine Richtung ist N 40° O. Er fällt mit 50° gegen SO.

Auf der Ostseite dieses Bruches stehen die bituminösen, wulstigen Kalk- und Dolomitbänke, rote und graue Breccien und Konglomerate mit roten Mergeln und dunkelgraue Pflanzenschiefer des unteren Muschelkalks an. Auf der Westseite stehen obere Werfener Schichten mit N 20—25° W Streichen und mittelsteilem Fallen gegen NO an.

Die unteren Muschelkalkschichten zeigen noch das erwähnte flache Bergausfallen gegen NO. In dieser Hinsicht bezeugen also die zwei Schollen, daß sie beide tektonisch der Steilwand angehören. Die Muschelkalkserie ist aber gegen die Verwerfung zu aufgebogen und in Falten gelegt, die an der Verwerfung abgeschnitten sind.

Zwei solche kleinere Falten sind gegen W überkippt worden und als zerstörte liegende Falten an der Basis der Hauptmasse des unteren Muschelkalks an der Harnischzone auf die Werfener Schichten der Westscholle gegen W überschoben.

Verfolgt man nun diese zwei Verwerfungen gegen S, so setzt sich die senkrechte N 15° O streichende Verwerfung in diejenige fort, welche zwischen der Franazzascholle und den Schichten der La-Fornella- und Armentarawiese durchzieht.

Die geneigte Verwerfung setzt sich weiter oben zwischen überschobenem Mendolakalk und verschiedenen Horizonten des unteren Muschelkalkes im Liegenden weiter. Diese beiden Horizonte nehmen an der überschobenen Scholle oberhalb der Franazzastörung teil. Diese höhere Überschiebung vertritt also eine begleitende Schubbewegung in den überschobenen Werfener, unteren Muschelkalk- und Mendolafelsen.

Zwischen den Kalkwänden, die in den „Franazza"- und „Col"schollen vorkommen, und den Werfener Schichten im Nordhang verläuft ein senkrechter Bruch von Pederoa bis zu der gestörten Ecke der Romestlungs-Steilwand. Die Werfener Schichten nördlich des Bruches sind fast gänzlich bewaldet.

Es ist auf alle Fälle klar, daß die Werfener Schichten hier das Liegende der Romestlungs-Steilwand fortsetzen, das gegen den O-W-Hauptbruch zu biegt und etwas nach W verschleppt worden ist.

In ihrem breiten Aufschluß zwischen Pederoa und Romestlungs weisen die Werfener Schichten ein allgemeines Fallen gegen NNO auf. Zugleich aber zeigen sie, wie oben erwähnt, am Osthang ein Fallen gegen ONO, das westlich einer Flexur in ein OSO-Fallen übergeht. Am Westhang ist das Fallen gegen WNW gerichtet. Südlich der Romestlungswand, in der Hochwiese von La Fornella, ist das Fallen gegen SSO.

Die Werfener Schichten bilden hier also einen wesentlichen Teil einer Domal-Aufwölbung, wo die Schichtung auf allen Seiten nach außen fällt und von welcher die westliche Überschiebung Ursprung genommen hat.

Die Achsen der Kuppel sind WNW—OSO und NNO—SSW gerichtet. In der NNO-SSW-Achse findet man an der Ecke eine bedeutende scharfe Knickung der Schichten mit kleinen liegenden Falten im Zusammenhang. Diese Knickung ist gleichfalls von einem schiefen Bruch zerschnitten. Hier ist der jüngere Horizont des Mendolakalks westlich auf den älteren Horizont des unteren Muschelkalks überschoben.

Diese Vorgänge sind den schon früher beschriebenen Deformationen anderer Gegenden, beispielsweise denen an der Westwand des Pitschberges und der Seceda, ganz ähnlich. Dort hat an der unteren von zwei Schubflächen eine Überschiebung von älteren über jüngere Schichten, an der höheren aber ein Schub von jüngeren über ältere Schichten stattgefunden. Die untere Schubfläche ist weiter nach W wie die höhere gelegen. Am Osthang der höheren Schubmasse hat auf der Aschkler Alpe wie hier auf der Armentarawiese eine Absenkung der Schichten stattgefunden.

Wir sehen nun im Falle des Gewölbes von Romestlungs klar, daß diese Schubflächen in scharfen Knickungen der Schichten ihren Ursprung genommen haben, die dann unter der Wirkung des westlichen Druckes gegen W gedrängt und zerbrochen worden sind. Dabei entstanden auch mehrere überkippte Faltungen, die leicht zu begleitenden, untergeordneten Schubflächen Anlaß gaben.

Gleich südlich Romestlungs, gegen das Wengental zu, erfährt die Schichtenfolge der Felswand in NNO-SSW-Richtung wieder eine scharfe Störung.

Die Schichten der Felswand sind steil gegen O heruntergebogen und von senkrechten Cleavageflächen und steilen Schleppungen durchzogen. Das Streichen der Cleavage ist N 25° O.

Diese Flexur wird im O scharf gegen die Wengener Schichten des Wengener Tales abgeschnitten. Der Hauptbruch von Pederoa, der in östlicher Richtung die breite Ausdehnung der Werfener Schichten unter der Steilwand abschneidet, dreht nach Romestlungs zu in die NW-SO-Richtung um. Dadurch stoßen weiter oben im Tal die jüngeren Schichten der Steilwand und noch weiter die Eruptivfolge und die Wengener Schichten der Hochwiese mit ihm zusammen. Die letzteren zeigen auf der Colatschwiese NNO-SSW-Streichen, fallen gegen O und sind öfters in kleine Falten gelegt.

Oberhalb der Ortschaft Spessa sollte sich die Hauptstörung ihrer Richtung nach durch die nördliche Scholle mit Wengener Schichten und die südliche Scholle von Colatsch auch mit Wengener Schichten fortsetzen. Eine Harnischfläche ist aber nicht zu sehen, da das Tal ganz mit Schutt verdeckt ist.

Östlich der Colatschwiese steigt das Hochgebirge von „Neunerspitz" (2967 *m*) und „Zehnerspitz" (3027 *m*) (auch „Roßhautkofel" genannt) empor. Sie bilden die nördliche Fortsetzung des Heiligenkreuzkofels. Ihre senkrechten Wände bestehen gänzlich aus dem gut geschichteten Dachsteindolomit der oberen Trias. Es kommen aus den Schluchten mächtige Schutthalden herunter. An ihrer Basis ist auf eine ziemliche Strecke gegen W der Boden mit Moränen und Schutthalden ganz verdeckt. Es wäre wohl möglich, daß dort noch verschüttete Raibler Schichten wären. Immerhin sieht man hier leicht erkennbare Anzeichen von Raibler Schichten, wie die rötlichen Mergel, in der Steilwand der Neunerspitze nicht. Weiter südlich schneidet ein NW-SO-Bruch durch die Felsen der Zehnerspitze. Die südliche Scholle ist gehoben, und man sieht im Schutt viele Raibler Gesteine. Auch kommen die Raibler Schichten in der Wand gegen S rasch in größerer Mächtigkeit vor.

Die Cassianer Schichten bilden den langen Kamm, der in NW-SO-Richtung durch die Colatschwiesen von 1900 *m* bis zu 2090 *m* zieht. Sie fallen gegen SSO. Am Südhang des Kammes reichen sie nur bis zu etwa 1900 *m* herunter. Weiter unten, bis zum Tal bei 1700 *m*, stehen nur Wengener Schichten an. Diese Verhältnisse deuten auf eine NNO-SSW-Störung zwischen den Cassianer und Wengener Schichten und dem Hochgebirg im O. Nach den Vermutungen sollte die Störung gleich neben den Felsen in SW-NO-Richtung verlaufen. Sie wäre die nördliche Fortsetzung der Störung in der Gegend der Heiligkreuzkirche, welche bis zur Peragudawiese verfolgt werden kann (S. 152). Sie ändert aber ihre Richtung dort zu N—S und noch weiter südlich zu NW—SO unter La Varella.

Die Gader Talschlucht unterhalb Pederoa.

Die verschuppte Masse der Randzone.

(Vgl. Taf. XXVI. Prof. VI.)

Die Ortschaft Pederoa steht östlich der Straßenbrücke über den Gader Bach (1156 *m*) auf einer Seitenterrasse, die vom Wengenbach durchschnitten ist. Dieser Bach mündet in den Gader Bach bei Pederoa ein.

Am Wengenbach sind hier wie am Gader Bach die stark gefalteten Buchensteiner Knollenkalke aufgeschlossen, die südlich des OW-Hauptbruches anstehen (S. 336). Die Bänderkalke, grüne aphanitische Tuffe und Kieselkalk der höheren Schichten sind neben dem Dorfe mit den hangenden Andesitlaven und Tuffagglomeraten verfaltet. Auf der Nordseite des Wengenbaches sind die Buchensteiner Kalke etwas erhoben, und am Abhang neben zwei Häusern sieht man diese Kalke und die groben Tuffbreccien gegen eine gestörte Gruppe von roten Konglomeraten und Mergeln, Pflanzenschiefern und Kalken des unteren Muschelkalks und Mendolakalk anstoßen.

Diese älteren Schichten sind selbst gefaltet, aber scharf von den gefalteten Buchensteiner Kalken und Eruptivgesteinen durch einen O-W-Bruch getrennt. Letzterer zieht also parallel mit dem Hauptbruch an der Brücke und gilt als ein Nebenbruch, welcher im S die Einsenkung der gefalteten jüngeren Schichten begrenzt.

Ähnliche Verhältnisse sind auf der linken Seite des Gader Baches aufgeschlossen.

Die gefalteten Buchensteiner Knollenkalke und dunklen Schiefer der Grenzzone, die bei der Pederoabrücke anstehen, biegen oberhalb der Brücke mit einer steilen Flexur gegen SSW dem O-W-Hauptbruch zu. Unterhalb der Brücke biegen sie steil gegen N herunter. Der Aufschluß hört plötzlich bei einem Hause auf (Fig. 55, S. 336). Nördlich davon sind die dunklen bituminösen Kalke der Grenzzone aufgeschlossen. Die Schichten sind steil aufgerichtet, sie fallen NNO mit einer Neigung von 75°, biegen aber als eine Faltensynkline gleich mit steilem Fallen gegen SSW um. Diese Falte ist im Verhältnis mit der engen Faltengruppe bei der Brücke ein wenig gehoben. Es folgen nun wieder engere Falten der gleichen zwei Horizonte mit N 65° W gerichteten Achsen. Die Grenzzone schließt sehr bituminöse Bänderkalke ein.

Diese Gruppe ist nun direkt gegenüber der beschriebenen Stelle an der rechten Talseite von einem O-W-Bruch gegen Mendolakalk und unteren Muschelkalk abgeschnitten. Nur der untere Teil des Mendolakalks steht nördlich des Bruches an, nämlich die knorrigen oder wulstigen, dunklen und stellenweise bituminösen Lagen, wie sie auch höher im Tal vorkommen. Oben auf dem Hang kommen die höheren Lagen und eine konkordante Reihenfolge der Schichten bis zu den Eruptivtuffen vor.

Diese beiden Nebenstörungen scheinen erst westlich, dann westsüdwestlich durch die höhere „Prombergterrasse" zu ziehen. In der Höhe aber sind die Wengener Schichten von Wiesen bedeckt.

Wegen dieser Brüche kommt der Mendolakalk im Tal wenig zum Aufschluß. Dagegen stehen die Schichten des unteren Muschelkalks auf einer längeren Strecke auf beiden Seiten an. Neben der Störung streichen sie N 40° O, aber in kleiner Entfernung davon N 65° W, was als allgemeines Streichen bleibt. Die Schichten in den Gehängen fallen mit 25° SSW, biegen aber dem Bruch mit einer schön aufgeschlossenen Flexur zu. Die roten Konglomerate und Mergel als das Liegende und die dickgebankten, grauen Kalke mit Einlagerungen von dunklen Pflanzenschiefern als Hangendes bilden stellenweise Steilwände, die aus den Wäldern der Abhänge herausragen. Die Gesteine dieser Schichten zeigen oft stark polierte Rutschflächen und Druckverbiegungen. Wahrscheinlich sind die Schichten von mehreren kleinen Bewegungsflächen durchschnitten.

In einer Höhe von etwa 1150 *m* streichen am Bach obere Campiler Schichten konkordant unter den bituminösen Kalkschichten des unteren Muschelkalks aus. Etwas tiefer treten die Seiser Kalke vor. Diese zwei Horizonte fallen im allgemeinen SSW und sind miteinander leicht verfaltet. Sie bilden die Talgehänge auf beiden Seiten auf einer Strecke von etwa 3·5 *km*.

Die Falten werden gegen die Brücke bei 1130 *m* zu bedeutend steiler. Das Streichen wird sehr veränderlich. Ein Fels von Seiser Kalk auf der rechten Seite der Brücke ist von steiler Cleavage und Harnischflächen zerschnitten. Viel Kalzit kommt in Adern und auf den Flächen vor. Die Schichtenflächen streichen NO—SW und fallen 45° SO. Die Hauptklüfte („Joints") streichen N—S bis N 5° O und zeigen starke horizontale Streifung.

Gleich nördlich sind die Seiser Kalke in zwei steile enge Falten mit Achsen N 20° O und N 25° O gelegt. Die Schichtflächen sind sehr stark verbogen und verdrückt, führen aber massenhaft Versteinerungen, unter andern Cephalopoden.

Diese Falten stoßen gleich nördlich gegen rote Mergel, glimmerreiche Schiefer und Kalke der Campiler Schichten. Diese bilden den steilen Hang von Palestrong unterhalb der hochgelegenen Häuser von Costamajor. Sie zeigen ein allgemeines Streichen N 75—80° W, sind steil gefaltet und stehen daher bald senkrecht, bald steil gegen NNO oder SSW. In der Nähe der Störung drehen diese Falten gegen NNO-SSW-Streichen um und sind von senkrechter N-S-Cleavage und kleinen Falten und Brüchen deformiert.

Der Harnisch, der mit ihnen dreht, kann in einem Seitenbach, der von der Ostseite kommt, und an anderen Stellen gesehen werden. Er streicht hier N 20° O und fällt steil gegen OSO. Der Seiser Kalk ist entlang der Störung mit überkippten Falten gegen NNW auf die Campiler Schichten überschoben. Diese Verhältnisse sind aber durch steile Cleavage, Fältelungen und kleine Sprünge in N-S oder ein wenig NNO- oder NNW-Richtungen kompliziert. Diese haben offenbar nach dem Bruch stattgefunden. Beide Schollen weisen dieses Quersystem aber nicht fortlaufend auf. Schleppungen und horizontale Streifung können in der Harnischzone stellenweise gesehen werden.

Auf der linken Seite des Gader Tales sind die Seiser Kalke auch in gutentwickelte, nordwärts überkippte Falten gelegt. Diese stoßen hier steiler gegen eine Gruppe von oberen Werfener und unteren Muschelkalkschichten, die eine Flexur mit gefalteter Achse aufweisen. Im Südflügel der Flexur sind die Falten nach NNW überkippt, und die Schichten fallen mittelsteil nach SSO dem Bruche zu.

Diese Störung ist die Fortsetzung der „Bespack"-Überschiebung gegen O. Wir sehen also, daß sie eine von den Hauptbrüchen in O-W-Richtung ist, die für die Gegend typisch sind und häufig mit differentialer Bewegung in horizontalem Sinn und mit Überschiebungen in Verbindung stehen.

Die Campiler Schichten stehen in den Talgehängen nördlich dieser Störung an. Sie sind in Falten gelegt, die steil gegen N respektive NNW überkippt wurden.

Unterhalb Palestrong sind sie von einem kleinen Sprung parallel mit dem WNW-OSO-Streichen geschnitten, der die Südscholle senkt. Diese Störung kann durch die Abhänge in NO-Richtung durch Costamajor verfolgt werden.

Südlich streichen gefaltete Seiser und Campiler Schichten auf beiden Seiten des Tales aus. Die Faltenachsen sind hier bald WNW—OSO oder ONO—WSW, bald N 5° O bis N 15° O gerichtet. Die Bellerophonkalke kommen stellenweise in den Falten vor und stehen bei 1120 *m* Höhe auf beiden Talseiten an (Streichen N 85° W, Fallen 35° S).

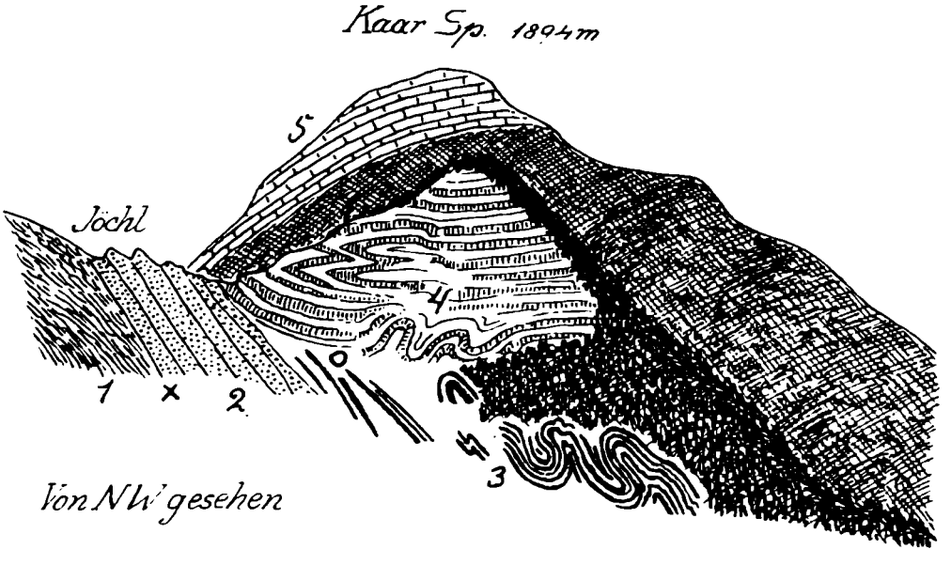


Fig. 57. Der „Jöchl"-Kamm oberhalb von Piccolein im Gader Tal.
1 = Quarzphyllit; 2 = Grödener Sandstein; 3 = Gipsmergel, Bellerophonschichten; 4 = Dolomit, Rauhwacke, Kalk, Bellerophonschichten; 5 = Werfener Schichten; × = Diskordanz zwischen Quarzphyllit und Grödner Sandstein; o = Diskordanz zwischen Grödner Sandstein und Gips und den höheren Bellerophonschichten.

Sie zeigen noch die gleichen Querdeformationen und sind von kreuzender Cleavage scharf zerschnitten.

Bei Preromang (1112 *m*) mündet der Campiler Bach in den Gader Bach. Gleich oberhalb der Vereinigung sind in den dünngeschichteten, oberen Bellerophonkalkbänken mehrere Faltungen mit N 70° O Achsen. Das allgemeine Fallen ist aber gegen SSW.

Der Bellerophonkalk auf der Westseite des Gader Baches führt an Versteinerungen die typischen Algen und auch Muscheln.

Der Talraum unterhalb der Vereinigung des Campiler und Gader Baches ist mit Terrassen von konglomerierten Schottern besetzt. Wahrscheinlich verdecken diese Konglomerate die untere Gruppe des Bellerophonkalks, in welcher Gipslagen vorkommen. Weiter nördlich steigen mit NO-SW-Streichen und SO-Fallen die Bellerophonkalkschichten am Osthang rasch empor, und hier sind die Gipsablagerungen und dunkle Mergel in einer gefalteten Gruppe aufgeschlossen. Sie liegen hier auf den obersten tiefroten Horizonten des Grödener Sandsteins, die mit roten und grünen Mergeln wechsellagern.

Diese Sandsteine sind da in der höheren Abteilung in einer Mächtigkeit von etwa 30 *m* rot gefärbt. Darunter kommt etwa 35 *m* hellgrauer und gelblicher Sandstein, dessen Bestandteile wahrscheinlich von der Abtragung eines Granitgebirges herstammen. Die tiefste Gruppe von etwa 12 *m* ist ein roter Sandstein von gröberer Struktur.

Diese Reihenfolge zieht gegen NO oberhalb von Piccolein über den Kamm. Die Schichtenplatten sind in einer Neigung von 75° nach SO in einer wilden Schlucht ausgewittert und machen mit ihren wilden, bunten Formen einen seltsamen Eindruck.

Das Liegende des Sandsteins ist Quarzphyllit, der mit dunklen, glänzenden Flächen unter dem Sandstein hinaufsteigt. Der Kontakt dieser beiden Gruppen ist aber diskordant. Der Sandstein liegt auf einer Grenzfläche die etwa 50° nach SO geneigt ist, also weniger steil wie die Schichtung des Sandsteins. Nach dem Auftreten von Gleit- und Reibungsflächen bedeutet dies eine flache Überschiebung des Grödener Sandsteins auf den Phyllit.

Die Lagerung der Bellerophonkalke kann man an dem Kamm oberhalb von Piccolein gut untersuchen. Hier sieht man einen gewaltigen Aufschluß der gelb und orange verwitternden, bituminösen Kalke dieser Gruppe, hoch oben von den schwarzen, fossilreichen Horizonten überlagert. Im allerhöchsten Teil, etwa bei 1700 *m*, stehen Werfener Kalke an.

Wenn auch die Gipslagen an der Basis der Bellerophonkalke stark gefaltet sind, so zeigt ihre allgemeine Schichtung keine große Diskordanz mit dem liegenden Sandstein. Anderseits sind oberhalb der Gipslagen die bituminösen Kalke in eine zickzackförmige Serie von drei übereinanderliegenden Falten gelegt, deren Mittelschenkel in langen, spitzigen Winkeln ausgeplättet worden sind. Diese Struktur wäre gar nicht leicht zu erkennen, wenn nicht die Schichtung so deutlich entwickelt wäre. Z. B. würde die gleiche Struktur in den Schlerndolomitmassen kaum mehr nachzuweisen sein, wenn auch Spuren davon sich stellenweise zeigten. Diese Falten sind über die Gipslagen und teilweise über den Grödener Sandstein ganz flach nach NW überschoben. Die Schubfläche ist nur wenig steiler als die Schichtung.

In der höheren Abteilung der Bellerophonkalke gibt es noch Störungen desselben Typus, in welche die untersten Werfener Schichten einbegriffen sind. Da diese nur hoch oben aufgeschlossen sind, werden sie später behandelt.

Auf der linken Seite des Gader Tales setzen sich die Quarzphyllite und Permschichten gegen W fort, sind aber viel mehr mit Schotter und Moränen bedeckt. Die große Breite des Bellerophonkalks in dem Hochplateau westlich St. Martin ist sicher die Folge ähnlicher Falten wie auf der Ostseite. Es war aber unmöglich, diese zu kartieren.

Auf beiden Talseiten bilden die Permschichten die Talsohle und Gehänge auf eine Strecke von etwa 2 *km* oberhalb Piccolein. Diese ganze Schichtenmasse samt den hangenden und liegenden Gesteinen weist ein auffallendes Ansteigen durch die Gehänge gegen N auf, mit Streichen WSW—ONO und Fallen gegen SSO.

Indem die ganze Schichtenfolge diese Aufbiegung gemeinsam erfahren hat, sind damit auch die Falten in steilere Stellung gebracht worden. Es ist also anzunehmen, daß die ursprünglichen Überkippungen und Schuppungen dieser älteren Schichten fast horizontal vor sich gingen.

Die oben angegebenen Beobachtungen zeigen, daß die unterschobenen Werfener Schichten nördlich der Bespack-schubzone tektonisch mit den liegenden Bellerophonkalken zusammenhängen. Wir haben also **eine breite Randzone gegen die Zentralpen vor uns, deren Hauptmerkmal das Vorkommen einer sehr enggepackten, flach aufeinanderliegenden Serie von überkippten Faltenschuppen ist. Sie sind nach NNW überkippt und auf flach südfallenden Schubflächen in dieser Richtung verschuppt worden. Die verschuppte Masse der Randzone bildet eine tektonische Einheit.**

Südlich der Bespack-Schubzone kommt mit dieser Masse **die überschobene Scholle in diskordanten Kontakt, die die zweite große Schubscholle des Randgebietes** in den Tälern von Enneberg und Campil bildet. Die Schubfläche bildet einen Winkel von etwa 30° mit den flachliegenden Faltenschollen der unterschobenen Masse und schneidet schräg in WSW-ONO-Richtung durch diese Masse. Alles spricht dafür, daß diese zweite große Scholle die Folge einer späteren Aufschiebung war, die die ältere verschuppte Masse durchschnitten hat.

Da westlich des Gader Tales in dieser Scholle ein N 75—80° W Streichen das weitverbreitetste ist und östlich davon WSW-ONO- und SW-NO-Streichen das wesentliche tektonische Merkmal bildet, scheint die Überschiebung dieser Scholle mit einer allgemeinen Drehung des Streichens von einer WNW-OSO- zu einer SW-NO-Richtung in Zusammenhang gestanden zu sein.

Ein sehr interessantes Merkmal, das im Taleinschnitt und in den Gehängen hervortritt, ist **das allgemeine Vorkommen von fast horizontalen Spaltungen innerhalb der Schichtenmasse.**

Man merkt die Tendenz der Eruptivbreccien und Tuffe, sich zusammen mit den Wengener Schichten als eine gefaltete Horizontalplatte auszubilden. Häufig ist zunächst das gemeinsame Vorkommen von gefalteten Platten der Grenzzone- und Buchensteiner Schichten, weiter auch von miteinander gefalteten und verschuppten Massen von Mendolakalk und unterem Muschelkalk, die sich sehr leicht horizontal über den liegenden Werfener Schichten verschoben haben. Endlich sind hier die großartigen Faltungen der Campiler Schichten zu erwähnen, welche in ihren tieferen Stufen öfters Schiebungsdiskordanzen mit den liegenden Seiser Kalken aufweisen, öfters mit einem Teil davon verfaltet sind. Gewöhnlich sind die Seiser Kalke in mangelhaftem Zustand zwischen diesen Campiler Faltungsschollen und den sehr eigenartigen liegenden Schollen von Bellerophonkalk. Wo sie auch mit den obersten Bellerophonkalkschichten in Falten vorkommen, sind die Falten nicht schön ausgebildet, sondern von kreuzenden Cleavagen und allerlei untergeordneten Druckflächen deformiert.

In der Bellerophonkalkmasse kommen die fast horizontalen Schuppungen in den Kalkgruppen vor, die sich dann mit ausgesprochener Diskordanz zu den enggefalteten Gipsablagerungen bewegt haben. Diese ganze Gruppe liegt dann mit flacher Diskordanz auf dem Grödener Sandstein, der ebenso flach auf die Quarzphyllite überschoben worden ist.

Der tiefe Einschnitt des Gader Baches bietet weiter eine Reihe von lehrreichen Aufschlüssen, welche die Deformation der Schichten durch zahlreiche Reibungsflächen zeigen, die die Schichten in schmale Gruppen zerlegen.

Als ein wichtiges tektonisches Merkmal soll noch hervorgehoben werden, daß im nördlichen Teil des Taleinschnittes die liegenden Falten im allgemeinen nach N, im südlichen Teil aber gegen S gerichtet sind.

Das Gehänge nördlich des Wengentales.

Der Kamm gegen das Gader Tal.

(Taf. XXVI, Prof. II.)

Geht man von Pederoa nach O ins Wengental hinein, so führen alle Fußwege entweder in der Talsohle oder an den steilen Gehängen, worauf Dorf Wengen und Kirche und mehrere kleinere Ortschaften liegen, über Eruptivgesteine und die Wengener Tuffe und Schiefer mit *Daonella Lommeli*. Die Schichten haben ein allgemeines Fallen gegen SO, sind aber in eine Reihe von NNO-SSW-Falten gelegt.

Gleich oberhalb Pederoa stehen die Buchensteiner Kalke und grobgemischte Tuffagglomerate mit Kalk- und Porphyreinschlüssen an. Sie sind von schwarzen Palagonittuffen mit Lavaeinschaltungen überlagert, sehr gestört und verbogen. Diese Gruppe streicht N 70° W und bildet die östliche Fortsetzung der eingesunkenen Scholle von Buchensteiner und Grenzzoneschichten, welche im Gader Tal unterhalb Pederoa liegt (S. 336).

Die Scholle des Wengenbachs ist hier auch von den gleichen O-W-Brüchen zerschnitten. Der südliche trennt sie von den Werfener Schichten zwischen Pederoa und Romestlungs. Der Harnisch ist im Bach bis gegen Lunz hinauf öfters aufgeschlossen. Der nördliche Bruch trennt sie von einer hier stark zusammengedrückten, steil nach SO einfallenden Schichtenreihe, die untere Muschelkalkschichten bis zu den Eruptivtuffen umfaßt.

Diese Gruppe weist eine steile Aufwölbung gegen N auf. Das allgemeine Fallen ist gegen SSO. Die Schichten des unteren Muschel- und Mendolakalks kommen nördlich des Bruches in dem felsigen, bewaldeten Abhang auf der rechten Seite des Gader Baches vor. Die Grenzzone- und Buchensteiner Folge bilden die Kammhöhe des Abhangs und sind dort von Tuffbreccien und Mandelsteinlava überlagert.

Der Kamm steigt in NO-Richtung an. Mit einer synklinalen Falte biegen hier die Schichten dem Wiesenland von Wengen zu. Die Wengener Tuffe sind eingefaltet, und die Laven tauchen östlich wieder auf. Die neue Kirche (1353 *m*) von Dorf Wengen ist auf der festen Lava dieser Aufbiegung erbaut. Östlich davon bildet die Eruptivfolge eine noch tiefere Synkline, welche die berühmten, fossilreichen Wengener Schiefer dieses Tales in sich einschließt.

Die weichen Wengener Tuffe und Schiefer sind in der Synkline stark gefältelt und öfters aus einer Streichrichtung in eine andere verdreht. Diese Mulde bildet das tektonische Gegenstück zu den aufgewölbten Werfener Schichten südlich des O-W-Bruches.

Die Buchensteiner Agglomerate und Knollenkalke setzen sich dem Kamm entlang nach Compei (1537 *m*) fort. Dort sind die Schichten sehr gut aufgeschlossen. Im Abhang gleich westlich der Ortschaft steht dickgebankter, kristalliner, blaßgrauer Mendolakalk an. Er wird von dünnplattigem Bänderkalk überlagert, der N 75° W streicht und 35° SSW fällt. Die Bänke der Buchensteiner Hornsteinknollenkalke liegen mit dünnen „Pietra-verde"-Einlagerungen darauf und sind von unregelmäßig geschichteten Tuffbreccien und Kieselkalk überlagert.

Ein sehr dunkler und dichter Andesit kommt in Lagergängen in dieser Gruppe und den höheren Horizonten der schwarzen Tuffe vor.

Diese Schichtenfolge kann gegen NO in den höheren Gehängen bis zu dem sogenannten „Kleinen Col"-Übergang ins Vigiler Tal (1833 *m*) beim Rittberg verfolgt werden.

Die Schichten des unteren Muschelkalks liegen in den dichtbewaldeten Gehängen gegen das Gader Tal zu und sind schwierig festzustellen.

Unterhalb Compei schauen fortlaufend Bänke von wulstigen, bituminösen Kalken heraus. Die roten Konglomerate und Mergel liegen etwas tiefer im Gehänge.

In der Höhe von 1420 *m* gibt es in Bachrissen mehrere gute Aufschlüsse der glimmerreichen oberen Campiler Schichten mit *Naticella costata* und anderen Leitfossilien. Diese zeigen eine Menge von kleinen horizontalen Verschiebungen und geringfügigen Brüchen, welche jeweils nur eine gewisse Mächtigkeit der Schichten durchschneiden. Das allgemeine Streichen ist hier N 80° W mit mittelsteilem Südfallen.

In den Gehängen direkt oberhalb und östlich von Palestrong setzt die obenerwähnte steile Aufrichtung der Flexur ein. Zugleich wird das Streichen veränderlich von N 75° O bis N 40° O. Weiter nördlich wird das Streichen sogar N 25° O mit 50° O Fallen und einmal N—S mit 65° O Fallen. Dabei kann man sehen: 1. daß verschiedene Gruppen in einzelnen Schollen diese Verdrehungen erlitten haben, 2. daß die Störungen rasch ärger werden, wo die Schichten sich der Hauptbruchzone nähern, welche östlich von Palestrong durch das Gehänge verläuft.

Der Harnisch ist in einer engen Bachschlucht in etwa 1300—1340 *m* Höhe östlich von der Ortschaft Costamajor aufgeschlossen. Dort stehen auf der Südseite des Bruches Seiser Kalke mit *Pseudomonotis Clarai* an. Die Schichtung ist zu einer steilen Flexur verbogen, die WSW—ONO streicht und SSO fällt. Die Lagen kommen überkippt vor, da die Campiler Schichten in kleinen Fetzen darunterliegen, während die Hauptmasse davon erst oben auf dem Seiser Kalk liegt.

Diese überkippte Serie stößt im N gegen unterschobene Felsen, die aus den wulstigen, bituminösen Kalken des unteren Muschelkalks bestehen. Sie haben ein allgemeines SW-NO-Streichen und sind von Harnischen, gedrehten, zerriebenen Schichtenflächen und Cleavage durchzogen. In der Hauptschubzone ist eine deutliche Mylonitbreccie vorhanden.

Diese Zone verläuft gegen W ganz in den Werfener Schichten. Eine Nebenstörung zieht hier mit geneigten und gedrehten Schichten neben der Ortschaft Costamajor hin.

Die Störung streicht im Gader Tal unterhalb der Brücke bei 1130 *m* aus.

Sie ist also die östliche Fortsetzung der „Bespack"-Überschiebung.

In diesem östlichen Teil ist die überschobene Scholle auf der unterschobenen Scholle stärker gegen NW verschoben. Infolgedessen ist ihre Schichtenmasse in ein WSW-ONO-Streichen umgedreht worden. Die Werfener Schichten stoßen in einer Höhe von 1600 *m* auf Mendolakalk.

Wenn man vom Gadertal aus den Osthang betrachtet, so bemerkt man als Hauptwirkung dieser Störung das Zusammenstoßen von reichem Wiesenland im S, mit dem dunkelroten Boden und herauswitternden roten Platten der oberen Campiler Schichten, mit dem kristallinen Mendolakalk im N, der im gleichen Niveau mit hellen Felsen auftritt. Auf dieser Seite gibt es gleich neben der Wiese einen guten Aufschluß, wo dieser kristalline Kalk vom plattigen Kalkschiefer und Kalk mit Echinodermenresten in gebänderten Kalkschiefer übergeht. In der nächsten Strecke wittern Buchensteiner Knollenkalke und grüne Tuffplatten reichlich aus.

Der Rittberg und Col-Fegnus-Kamm.

(Vgl. Taf. XXVI. Prof. II, VI.)

Die Schichtenserie der unterschobenen Nordscholle kann an den Abhängen von Col Fegnus (1867 *m*) bis zu der Kammhöhe verfolgt werden. Diesem Kamm gegen NW folgend, überschreitet man ein vollkommenes Profil der SSO fallenden Schichtenreihe des unteren Muschelkalks und der unteren Trias, welche die Kaarspitze aufbaut. Man gelangt über die Kaarspitze zum tiefeingeschnittenen „Jöchl", einem vielbegangenen Übergang von Piccolein im Gader Tal nach St. Vigil im Vigiler Tal. Am Jöchl sind die Permschichten aufgeschlossen (vgl. Fig. 57, S. 346).

Der Ausstrich der überschobenen Südscholle überquert den Kamm in einer Vertiefung zwischen dem Rittberg (1940 *m*) und der nördlicheren Kuppe von 1906 *m*. Dieser Einschnitt des Kammes wird als „Kleiner Col" bezeichnet.

Die Höhe ist etwa 1770 *m*. Auf der Nordseite stehen Mandelsteinlaven und die Mischbreccien und Tuffe der Eruptivschichten mit SSO-Fallen an. Gleich südlich des Cols treffen wir die älteren Horizonte der Buchensteiner Hornsteinknollenkalke mit N 10° O Streichen und 20° O Fallen.

Es folgt gegen S eine Gruppe von NNO-SSW-Falten, in denen die Buchensteiner Kalke und Eruptivgesteine zusammengefaltet und stark verdrückt sind.

Diese ziehen zwischen dem „Kleinen Col" und der Ortschaft Compei in NNO-SSW-Richtung durch. Sie sind ein wenig gegen W überlegt und fallen zirka 30° OSO.

Es gibt mehrere sehr gute Felsaufschlüsse, wo man die ganze Reihenfolge dieser Schichtenserie studieren kann. Man bemerkt hier, daß eine schmale Gruppe von stark gebänderten Kiesel- und Hornsteinkalken mitten in den feinen Tuffbreccien und groben Tuffkalkagglomeraten eingeschaltet ist, und daß die daraufliegenden Tuffe hier viele Pflanzenreste in verkohltem Zustand enthalten.

Wegen der NNO-SSW-Faltung kommen diese Tuffe in den Synklinen der Falten wiederholt vor, und es wechseln ganz flache Lagerungen mit steil aufgerichteten. Dadurch gewinnen diese zwei Gruppen auch eine breitere Ausdehnung. Die Verhältnisse zeigen das Vorkommen von Kreuzfaltung in NNO-SSW-Richtung, das auf eine Schichtenplatte beschränkt ist, die mit der Gesamtschichtenreihe an einer großen Flexur gegen SW teilnimmt.

Der weitere Verlauf der Schubzone findet gegen O in den Buchensteiner Schichten bis zu einer Höhe von 1440 *m* am Abhang des Vigiltales statt. Das Fallen in den Schichten der Nordscholle ist fast S, sehr wenig SSO und bedeutend steiler wie in der Südscholle. Daher kommt es, daß die Buchensteiner Schichten mit flachem SSO-Fallen gegen das Vigiltal zu fortsetzen und an die Schubfläche anstoßen.

Auf der Nordseite kommen dagegen die südfallenden Schichten der Reihe nach von den jüngeren bis zu den Werfener Schichten an der Schubfläche zum Ausstrich.

Gegen das Vigiltal zu wird die Schubfläche steiler aufgerichtet, mit etwa 78—80° Südneigung. Im Tal ist sie von einem NW-SO-Bruch abgeschnitten.

Das Hauptmerkmal der Schubbewegungen entlang dieser geneigten Störung ist, daß gegen O zu beide Schollen stärker horizontal gegen NW verschoben wurden und zugleich das allgemeine Streichen von WNW—OSO im Gader Tal allmählich zu WSW—OSO ins Vigiltal abgelenkt wurde. Daraus kann man den Schluß ableiten, daß der Schub als eine Befreiung von Torsionsspannungen in der Schichtenmasse gewirkt hat.

Weiter hat auch eine horizontale Zerlegung der Masse in mehrere aufeinander bewegliche Schichtengruppen in demselben Sinn gearbeitet.

Die gefaltete Schichtenplatte der Buchensteiner Kalke und Eruptivgesteine liefert überzeugende Beweise von starken Drehungen der Schichten und Falten.

Die Tendenz dieser Torsion war, die südlicheren Schollen zu heben und nach NW zu schieben.

Eine Folge dieser Torsion war die Ausbildung von deformierten Falten in ONO-WSW- und SW-NO-Richtungen.

Das Rittjoch.

(Vgl. Taf. XXVI, Prof. II, VI.)

Der Übergang des Rittjochs (1860 *m*) zwischen Wengen- und Vigiltal liegt gleich südlich des soeben beschriebenen „Kleinen Col". Hier zieht die Fortsetzung der „Bespack"-Überschiebung durch.

Die Buchensteiner Knollenkalke, welche mit der Schubfläche in Kontakt stehen, sind gegen das Rittjoch zu von groben Tuffkalkagglomeraten mit Porphyrittrümmern überlagert. Beide Stufen sind von Lagergängen durchbrochen.

Diese Gesteine bilden den hohen Rücken des Rittberges nördlich des Jochs. Darauf kommen obere Buchensteiner Plattenkalke und dunkelgebänderte Kieselkalke, die mit schwarzen Tuffen und wohlgeschichteten Tuffkalkkonglomeraten wechsellagern. Am Osthang des Jochs ist die Mandelsteinlava, welche auf dieser Schichtengruppe liegt, sehr gut aufgeschlossen. Diese Reihenfolge kann überhaupt am besten in den scharfen Rücken, die östlich ziehen, untersucht werden. In der geologischen Karte sind die oberen Buchensteiner Schichten nicht von den Eruptivgesteinen getrennt, weil sie nicht fortlaufend aufgeschlossen sind und in verwickelten Beziehungen zu den Andesitgängen und Gangbreccien stehen.

Gerade am Jochübergang streichen die Wengener Tuffschiefer mit Pflanzenresten aus, welche die Eruptivfolge überlagern. Man findet bald in etwas höheren Schichten die dunklen Platten mit *Daonella Lommeli* und einigen schlechterhaltenen Ammonitenstücken. Das Streichen wechselt sehr. Es ist im allgemeinen NO—SW, zeigt aber in der Buchensteiner und Eruptivfolge näher der Schubfläche Faltung und Schuppung in NNO—SSW- und fast N-S-Richtung.

Die Wengener Schichten ziehen sich östlich gegen das Vigiltal durch den steilen, mit Wiesen bedeckten Hang hinab. Wenn man nun am Rücken vom Rittjoch nach SO gegen die Kreuzspitze (2020 *m*) geht, kommt man schon zirka 30 *m* östlich des Überganges in rote und grünliche Glimmerschiefer der Campiler Schichten, welche eine fast horizontale Stellung einnehmen. Sie bilden hier eine so dünne Gruppe, daß sie stellenweise bereits wegerodiert wurden. An solchen Stellen sind dunkle Wengener Schiefer entblößt. Die Campiler Schichten bilden also in der Nähe des Jochs eine fast horizontale, auf Wengener Schichten überschobene Decke.

Die Gesteine, die herauswittern, sind zerdrückt, verbogen und mit Rutschstreifen versehen.

Geht man nun weiter den Kamm entlang, so sieht man die oberen Campiler Schichten von bituminösem, wulstigem unteren Muschelkalk überlagert. Stellenweise ist dieser wegerodiert, und der Boden zeigt nur die Campiler Schichten. Wenn man an diesem Teil des Kammes die Abhänge gegen N und S untersucht, so findet man am Südhang die Campiler Schichten noch immer flach, aber sehr verbogen und gestört auf Wengener Schichten entlang einer wenig nach O geneigten Schubfläche lagern. Am Nordhang sind die Campiler Schichten von den oberen Seiser Kalkschiefern, reich an Pseudomonotiden, unterlagert. Letztere ruhen auf Wengener Schichten. Die Schubfläche ist hier etwa 30° gegen O geneigt.

Entlang des Kammes setzt sich gegen O, wenn auch in gebogener und zerstückelter Weise, die Schichtenreihe des unteren Muschelkalks in normaler Folge fort. Die Fazies ist wie in der Steilwand westlich von Romestlungs ausgebildet (S. 343—344). Das Streichen ist im allgemeinen N 50° O und das Fallen zirka 30° nach SO. Der wulstige Kalk ist voll Kalzitadern und Rutschflächen. Mehrere Lagen sind in Mylonitbreccie umgewandelt. Die roten Konglomerate und Mergel folgen gegen O und darüber Pflanzenschiefer in Wechsellagerung mit Plattenkalk und Breccienkalk. In einer Einsattelung bei zirka 1900 *m* kommen dünngeschichtete dolomitische Lagen vor, die in Orange- und Cremefarben verwittern und nach oben dicker gebankt werden. Sie liegen hier fast horizontal.

Jenseits der Einsattelung beschreiben die Schichten eine steile, gegen SW gerichtete Knieflexur. Die roten Mergel und orangefarbigen dolomitischen Kalke sind in das Knie hineingepreßt und stark geschleppt. Über ihnen bildet der Mendolakalk einen hohen Fels, auf dessen Ostseite die Grenzzone- und die Buchensteiner Kalke normal folgen. Letztere bilden die eigentliche Kreuzspitze.

Zwischen den scharf erhobenen Schichten des unteren Muschelkalks in der Flexur und der flachliegenden Gruppe in der Einsattelung bricht wahrscheinlich ein NO-SW-Sprung durch. Nördlich gibt es mehrere Anzeichen eines Bruches in dieser Richtung.

Die Hauptdeformation ist jene auffällige Flexur, die wegen der Teilnahme der ziegelroten Mergel von weither gesehen wird. Die Achse der Flexur hat die Richtung N 55° W, die Biegung ist steil gegen SW und flacher gegen NO.

Diese Flexur steht nicht allein für sich da, denn sie ist die südliche Fortsetzung der hohen Aufrichtung der ganzen Schichtenreihe, welche im Rittberg und Col Fegnus stattfindet. Es ist jedoch von Interesse, daß sich hier am Südhang leicht konstatieren läßt, daß die unterschobenen Wengener Schichten zusammen mit den überschobenen älteren Schichten zur Flexur verbogen wurden.

Östlich der Kreuzspitze dehnen sich die überschobenen Buchensteiner Hornsteinknollenkalke mit grünen Tuffeinschaltungen und die darüberliegenden Plattenkalke und Tuffkalkkonglomerate oberflächlich weit aus. Sie sind in wellige Falten gelegt, die N 55° W streichen.

Die Buchensteiner Schichten zeigen am Rücken mehrere kleine Störungen, welche Absenkungen gegen O bewirken. In einer sanften Vertiefung, wo eine Wiese liegt, folgen auf diese Gruppe schwarze Tuffe in Wechsellagerung mit sehr dichten, harten Tuffen und dünnen Mandelsteinlaven (Streichen N 25° W, Fallen 35° O). Sie stoßen am Kamm ganz scharf gegen einen schmalen Schutthang am Fuß der senkrechten Wände von Dachsteindolomit.

Gleich südlich kommt aber auf den Eruptivschichten nochmals ein N—S streichender Zug von gefalteten Buchensteiner Hornsteinkalken und Plattenkalken. Sie sind stark zusammengedrückt. Geschieferte Eruptivbreccien, Tuffe und Wengener Schiefer folgen ihnen. Sie fallen steil bergein und stoßen scharf gegen den Dachsteindolomit. Dazwischen zieht nur eine schmale Schutthalde herab.

Die Fortsetzung der Wengener Schichten am Südhang wird unten beschrieben. Hier am Kamm ist es klar, daß die Wiederholung der Buchensteiner Kalke und Eruptivschichten die Folge eines Nachschubes ist, der schräg durch die Schubmasse des Rittjochs schneidet.

Der Dachsteindolomit kommt mit dieser Scholle im Südhang in direkten Kontakt und mit der darunterliegenden Scholle im Nordhang. Er ist also wahrscheinlich ursprünglich auf einer flachen Schubebene über die beiden Schubkeile nach NW überschoben worden. Diese Schubebene ist erst später von Abbiegungen und Absenkungen gegen O betroffen worden.

Die Schubmasse des Rittjochs.

Die Südgehänge von Rittjoch und Kreuzspitzkamm zeigen gegen das Wiesenland von Wengen die gleiche Schichtenfolge, die soeben am Kamm beschrieben worden ist. Die Anzeichen von Schubbewegungen darin werden aber noch weiter erläutert.

Die Campiler Schichten, die am Kamm auf Wengener Schichten liegen, sind im Südhang in etwas mächtigerer Entwicklung auf der Schubfläche erhalten. Sie sind dort in einer Art mit den darunterliegenden Wengener Schichten zusammen verdrückt und geknetet, daß der Kontakt nur als eine Schubfläche erklärt werden kann. Auch gegen oben finden sich innerhalb der mergeligen Schichten mehrere begleitende, wenig geneigte Schubflächen. Direkt unterhalb der Kreuzspitz-Flexur ist die Schubfläche auch gebogen. Weiter unten ist die Schubfläche wellig, und es befindet sich bald eine größere, bald eine kleinere Gruppe von gefalteten Campiler Schichten in diesen Wellen.

Letztere streichen NO—SW und sind offenbar durch die ursprünglichen Schubbewegungen bedingt.

Weiter unten verschwinden in einer Höhe von zirka 1700 *m* die Campiler Schichten an der Schubfläche und statt dessen legen sich Schichten des unteren Muschelkalks darauf. Oberhalb Spessa stoßen dann Mendolakalke an die Fläche und von dort an gegen SO in rascher Folge die jüngeren Schichten. Diese sind zwar wegen Auswalzungen nur lückenhaft erhalten und werden außerdem von vertikalen NO-SW-Brüchen zerspalten.

Unterer Muschelkalk und Mendolakalk bilden zusammen eine Felswand.

In zirka 1780 *m* Höhe steht die oberste Fläche des Mendolakalks an. Eine senkrechte Wand von hellgrauem kristallinem Kalk, etwa 14 *m* mächtig, vertritt hier die Stufe des „Mendolakalks". Ein Wasserfall stürzt an dieser Stelle von der Hochwiese darüber herab.

Darunter kommen zirka 5 *m* dickgebankter, wulstiger, dolomitischer Kalk, mit dünnen Einlagerungen von bituminösem Mergelkalk.

Das Liegende wird von einer Gruppe weicher, dunkelgrauer oder rötlicher, dünnschiefriger Mergelkalke gebildet, die auf einer flachen Böschung auswittern. Darunter kommen der Reihe nach, 10 *m* dickgebankter Dolomit oder dolomitischer Kalk, 6 *m* weicher Pflanzenschiefer, 12 *m* sehr grobwulstiger, geschichteter Dolomit.

In der höheren Gruppe von Mergelkalk wurden einige unbestimmbare Pektiniden und im Pflanzenschiefer Abdrücke von langen verkohlten Stämmen und Blättern gefunden.

Im Dolomit kommen häufig Echinodermenreste vor, scheinbar *Dadocrinus gracilis*.

Also wäre hier der Mendolakalk höchstens 20 *m* mächtig, da diese weicheren Gruppen darunter schon zum unteren Muschelkalk gehören.

Der wulstige Dolomit setzt sich noch unter der Steilwand fort und überlagert die wechsellagernden roten und grauen Konglomerate und Mergel des unteren Muschelkalks. Es folgt noch ein Fels von dunklem Kalk, der stark bituminös ist und oft in Dolomit übergeht. Sein Liegendes ist jene Gruppe von Campiler Schichten, welche direkt an die Schubfläche anstößt. Das allgemeine Streichen ist hier N 75° W.

Die Felsen der Steilwand weisen breite Falten und viele horizontale Reibungsflächen mit Harnischstreifungen auf.

Über der Steilwand liegt ganz konkordant auf dem Mendolakalk die Schichtenfolge der Grenzzone- und Buchensteiner Schichten in einer Mächtigkeit von etwa 45 *m*.

Die größten lokalen Störungen sind in diesen Schichten und den daraufliegenden Eruptivgesteinen östlich von Spessa vorhanden.

Östlich von Spessa dehnt sich eine breite Hochwiese auf Wengener Tuffen und Schiefern aus.

Nahe an Spessa erhebt sich aus diesem Wiesenland die bewaldete Steilwand aus Buchensteiner Kalk und Eruptivschichten, welche rasch niederer wird. Sie verläuft als dünnes Band zwischen einer unteren und oberen, respektive tieferen und höheren Scholle von Wengener Schichten.

Bei zirka 1680 *m* ist in der Steilwand ein guter Aufschluß von grobgeschichteten Tuffkonglomeraten der oberen Buchensteiner Schichten mit vielen wenig gerundeten Trümmern von Buchensteiner Knollen- und Plattenkalk. Sie liegen auf Palagonittuffen und gehen nach oben in gebogene, gebänderte, braun und gelb verwitternde Kieselkalke über. Die gesamte Mächtigkeit der Gruppe ist etwa 30 *m*; das Streichen N 25—30° W und das Fallen 30° OSO.

Die Schichten sind quer zum Streichen in Falten verbogen, deren Achsen N 75° O verlaufen. Dreimal ist diese Steilwand durch Brüche zerschnitten, deren Harnischflächen NO—SW verlaufen und mit 60° und steiler gegen SO fallen.

Diese Flächen lassen sich durch die hangenden Tuffe und Wengener Schichten verfolgen, wo sie seitliche Verschiebungen veranlaßt haben. Die Ostschollen sind in jedem Fall abgesunken und damit auch die Schubfläche, die sich unter dieser Steilwand hinzieht. Also sind diese Senkungsbrüche erst nachträglich entstanden. Sie bedeuten wahrscheinlich Einbrüche gegen den Bruch des Wengentals, die jenen des Buchensteiner Kalks bei Pederoa ganz ähnlich sind.

Nördlich des dritten Bruches der NO-SW-Gruppe gibt es zwei Wände von Tuffbreccien und Kalken, von einer Wiese auf Lava und Tuff getrennt. Folgt man der östlicheren Wand, so findet man, daß sie flach diskordant auf der Lava- und Tuffgruppe liegt und mehrfach in Falten gelegt ist. Diese Störung zeigt einen Nachschub an, der vielleicht durch eine liegende Falte in der Schubmasse veranlaßt wurde.

Außerdem sind die Buchensteiner Knollenkalke und grüne Tuffe in dem unterschobenen Keil öfters gestört, hoch aufgestellt und von kleinen NO-SW-Brüchen und vertikalen Klüften zerschnitten. Letztere konnten wegen Wald und Wiesen nicht verfolgt werden und sind auch in die Karte nicht eingetragen.

Aus diesen Beobachtungen darf der Schluß gezogen werden, daß die Hauptstörung zwischen den Schichten der Steilwand und den Wengener Schiefern ursprünglich eine flache Überschiebung war. Nach den vielen Sprüngen in NO-SW- oder ONO-WSW-Richtung und dem allgemeinen Südostfallen der Schichten zu urteilen, dürfte die Richtung des Schubes gegen NW gewesen sein.

Der Stirnrand folgt einem Streichen, das in einer Kurve westwärts herumzieht mit der weitesten Verfrachtung in der Gegend des Rittjochs.

Die Südgrenze der Schubmasse stößt im Wengental oberhalb Spessa gegen den O-W-Bruch von Pederoa, der hier in NW-SO-Richtung verläuft. Leider ist an keiner Stelle das Zusammentreffen der zwei Störungen aufgeschlossen. Die Identität in der Entwicklung der Stufen des unteren Muschelkalks und Mendolakalks in der Rittjoch-Schubmasse und der Romestlungs Steilwand ist sehr auffällig. Sie liegen in der Fortsetzung des NO-SW-Streichens der Schubmasse. Vom stratigraphischen Standpunkt wäre man geneigt, anzunehmen, daß sie ursprünglich in Zusammenhang waren. Es fehlt dafür nicht an tektonischen Anzeichen.

Die „Franazza"-Überschiebung durch den Osthang des Gader Tales bietet viel Gemeinsames mit der Rittjoch-Überschiebung. Sie ist ebenfalls nach NW, mehr WNW, erfolgt. Als unterscheidendes Merkmal hat man in der Franazza-Überschiebung den Beweis, daß sie aus einer liegenden, gegen WNW überkippten und nachher zerschnittenen Falte ihren Ursprung nahm. Die Verfrachtung der älteren Schichten war auch geringer als bei der Rittjoch-Überschiebung.

Diese Unterschiede weisen darauf hin, daß die Überschiebung gegen das Franazzagebiet hin schon im Begriffe war, sich in Faltungen umzuändern. Es ist aber wohl zutreffender zu sagen, daß die Tendenz zu Überschiebungen gegen NW, von der Gader Talschlucht zum Vigiltal hinüber rasch stärker wurde. Diese Tendenz ist offenbar mit einer stärkeren Drehung der ganzen Schichtenmasse in dieser Richtung verbunden.

Während der Drehung hat sich hier scheinbar eine scharfe Ablenkungsstelle von einem WSW-ONO-Streichen in der „Franazza"- und „Armentara"-Scholle in ein SSW-NNO-Streichen in der „Rittjoch"- und „Kreuzspitz"-Scholle ergeben. Diese Stelle fällt mit dem heutigen Wengener Tal zusammen. Der Bruch, welcher hier durchschneidet, hat jedenfalls zur Zeit der Schubbewegungen gegen NW eine Befreiung von den starken Torsionsspannungen herbeigeführt.

Dieser Bruch setzt sich gegen O im Dachsteindolomit des Hochgebirges fort. Die Schichtung ist auf beiden Seiten des Tales verschieden. In der „Neunerspitze" zeigen die Schichten eine Bogenflexur mit WNW-OSO-Achse, deren nordfallender Flügel an den Bruch stößt. Im Paresberg fällt der Dolomit gegen SSW. Im Gebirge auf beiden Seiten dieser Schichtenvertiefung ist ein Streichen mit NNO-SSW-Richtung und Ostfallen vorhanden.

Die Paresberg-Störung.

(Taf. XXVI, Prof. VI.)

Die Verhältnisse zwischen dem Dachsteindolomit des Paresberges und den Schichten der Rittjoch-Scholle an seinem Fuße sind nicht gut aufgeschlossen. Im Südhang oberhalb Spessa ist nirgends der Kontakt zwischen Dachsteindolomit und Wengener Schichten entblößt. Immerhin ist die Lagerung der Schichten in den beiden Gruppen ganz verschieden.

Der Dachsteindolomit stößt an diesem anormalen Kontakt gegen N an immer ältere Schichten, so daß er zuletzt im mittleren und tieferen Gehänge der Nordseite neben Werfener Schichten steht. Auf dieser Seite sieht man in einer Höhe von 1700 bis 2000 *m* der Reihe nach die mitteltriassische Schichtenfolge einen tiefen Wasserriß am Fuße der Dolomitwand überqueren und ganz nahe an die Dolomitwand heranreichen. Sie biegt dort etwas gegen SO ab. Auch der Dachsteindolomit fällt mit steilerer Biegung gegen SO zu ein. Er ist offenbar eine gesunkene Scholle; die Frage ist, ob nicht vor der Senkung der Dolomit schon überschoben wurde.

Die Grenze der Störung folgt einer gegen W gebogenen Kurve. Am Südhang verläuft sie in NW-SO-Richtung und fast parallel mit dem Stirnrand der Rittjoch-Schubmasse.

Wir haben schon gesehen, daß die oberen Buchensteiner und Wengener Schichten am Südhang gegen W auf die Rittjoch-Schubmasse entlang einer N—S streichenden Fläche überschoben wurden. Der Dachsteindolomit kommt ganz nahe mit dieser Störung an der Kammhöhe zusammen, die am Südhang durch verschiedene Horizonte dieser höheren Schubschollen schneidet.

Diese Beobachtungen weisen auf eine noch höhere Schubbewegung im Dachsteindolomit hin, einen Schub, der diese Dolomitmasse sehr flach nach NW über die geneigten Schichten der tieferen Rittjoch-Schubschollen getragen hat.

Diese Erklärung trifft auch für die Beobachtungen im südlicheren Gebiet der Neunerspitze und des Heiligkreuzkofels gut zu. Man sieht dort den Dachsteindolomit in der Störungszone im Kontakt mit Wengener, dann mit Cassianer Schichten. Dann kommen teilweise die Raibler Schichten unter dem Dachsteindolomit zum Ausstreichen. Sie sind in ihrem unteren Teil verbogen und verdrückt und liegen mit flacher Diskordanz auf den Cassianer Schichten. Weiter nach S liegen sie unter der Conturinusspitze mit Diskordanz auf einem kleinen Keil von Schlerndolomit. Noch weiter S reichen die Cassianer Schichten oberhalb Peravuda ganz hoch oben bis an den Fuß der Steilwand, und nur die allerjüngsten Raibler Schichten erscheinen in unterbrochener Weise unter dem Dachsteindolomit.

Nach der Auffassung der Autorin befindet sich der Dachsteindolomit oder die liegenden Raibler Schichten in dieser ziemlich langen N-S-Strecke in anormalem Kontakt mit ihrer Unterlage. Sie ist der Meinung, daß die Beobachtungen sich am besten durch die Annahme eines östlichen Schubes erklären lassen.

Nur wo die Raibler Schichten die Basis der Schubfläche gebildet haben, findet man sichere Aufschlüsse von flacher Diskordanz. Die Schutthalden verhüllen die Störungsflächen unter dem Dachsteindolomit.

Es gibt aber begleitende Erscheinungen eines großen Schubes, die die Aufmerksamkeit verdienen. Der Dachsteindolomit ist von großen Spalten zerklüftet, die öfters mit horizontalen Rutschstreifen markiert sind und offenbar als

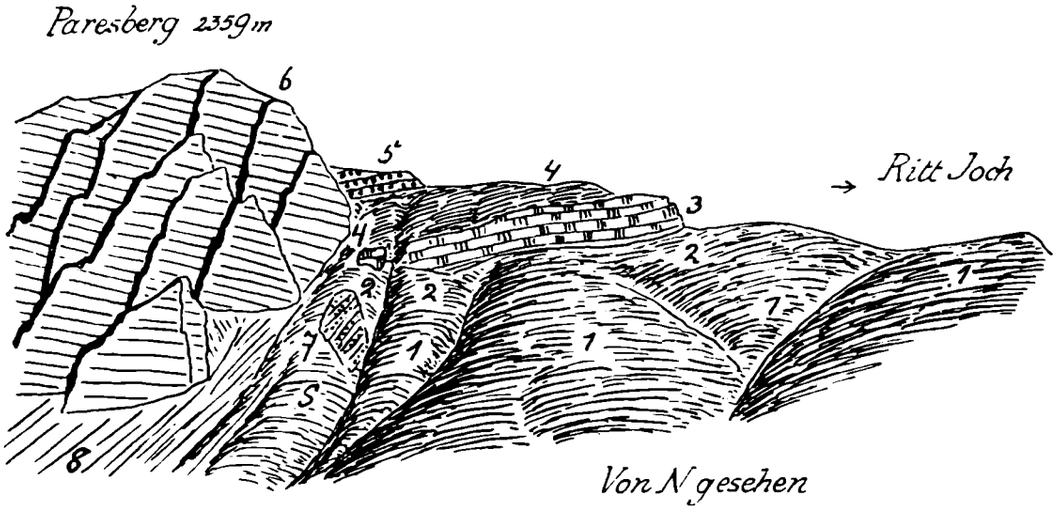


Fig. 58. Schubmasse des Rittjochs. 1 = Werfener Schichten; 2 = unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Grenzzone und Buchensteiner Kalke; 5 = Laven und Tuffe; 6 = Dachsteindolomit; 7 = alter, geschichteter Schutt; *s* = bewachsener Schutthang; 8 = frische Schutthalden.

senkrechte Bewegungsflächen innerhalb einer größeren Masse gedient haben. Während nun diese Kluftbrüche oberhalb der Heiligkreuzkirche WNW—OSO gerichtet sind, werden sie unterhalb der Zehnerspitze NW—SO und an der Neunerspitze und am Paresberg NNW—SSO und auch N—S gerichtet.

Diese Richtungen bedeuten eine gewisse radiale Anordnung der Spalten um NW herum. Das stimmt mit der Stirnkurve der Schubbewegungen, wie oben am Franazzahang und Rittjoch gezeigt wurde. Das Vorkommen der radialen Sprünge im Dachsteindolomit stützt die Meinung, daß die betreffenden Bewegungen durch die ganze Schichtenmasse eingetreten sind und den Dachsteindolomit als eine Schubscholle in höheren Horizonten mitgeschleppt haben.

Außerdem gibt es im Dachsteindolomit wohlentwickelte kreuzende Cleavage in den diagonalen NO-SW- und NW-SO-Richtungen.

Es wurde oben gezeigt, daß die schöne Flexur am Rittjoch mit NW-SO-Streichen die über- und unterschobenen Massen mitergriffen hat. Die Flexur hat auch den Dachsteindolomit betroffen, der zwischen Rautal und Wengental ein Gewölbe in derselben Richtung bildet.

Die Flexur am Rittjochkamm ist flach gegen N und steil gegen S gestaltet. Mit dieser späteren Deformation in Zusammenhang könnte wohl der Dachsteindolomit sich differential verschieden zu den liegenden Schichten verhalten haben, weil er eine subkristalline, starre, homogene Masse bildet, die sich leichter wie die wechsellagernden nachgiebigen Schichten des Liegenden einheitlich aufbiegen ließ.

Der Dolomit konnte deshalb zu einer schönen zusammenhängenden Biegung umgestaltet werden, deren Flügel sich weiter ausdehnten wie die mehrfach gebrochenen Falten der liegenden Schichten.

Dies stimmt mit den Beobachtungen am Fuß des Paresberges. Die Nord- und Südflügel der Biegung im Dachsteindolomit sind jetzt im Verhältnis zu den älteren Gesteinen weniger steil geneigt wie die in einer schärferen Flexur aufgestellten Schichten am Kamm.

Die Querbrüche mit Absenkungen gegen SO, die am Kamm und am Südhang vorkommen, stehen mit dieser späteren Faltung in Verbindung. Eine Abbiegung und Ablösung des Dachsteindolomits und seiner Unterlage von tieferliegenden Schubschollen scheint im gleichen Sinn zwischen Rautal und Wengental stattgefunden zu haben. Die Schubfläche wäre mitverbogen und ist wahrscheinlich die Störung, welche jetzt in einer Kurve am Fuß des Paresberges ausstreicht.

Das Rautal.

(Vgl. Taf. XXVI, Prof. II.)

Rautal ist der gebräuchliche Name für den obersten Einschnitt des Vigiler Baches, wo derselbe zwischen den Dolomitbergen fließt. Ein besonderes geologisches Interesse liegt hier darin, daß nördlich des Tales die Schlerndolomitfazies ansteht. Die Eruptivfolge und die Wengener und Cassianer Schichten fehlen. Auch die Stufen der Buchensteiner Schichten und der Grenzzone sind in dolomitischer Fazies entwickelt. Nördlich des Krippestales bemerkt man im unteren Teil der Dolomitwand in 1620 *m* Höhe einen mürben, weniger kristallinen Dolomit, der unebene Schichtenflächen zeigt. Er hat eine Mächtigkeit von etwa 25 *m* und vertritt wahrscheinlich die Buchensteiner Stufe. Er ist aber in der Steilwand weiter gegen N nicht gut unterscheidbar und ist in der begleitenden Karte nicht eingetragen.

In dieser Steilwand kann man dagegen eine geringe Mächtigkeit von einem Dolomit zwischen der Hauptmasse des Schlerndolomits und dem unteren Muschelkalk unterscheiden, der deutlichere Schichtung wie der obere Dolomit zeigt und das Aussehen von Mendoladolomit aufweist. Leider wurden keine Algen darin gefunden.

Die hangende Gebirgsmasse von Schlerndolomit gehört zu dem breiten Gewölbe des Paratscha-Berges, dessen Südflügel zum Krippestal abbiegt.

Das allgemeine Streichen ist WSW—ONO mit Fallen gegen das Krippestal 40—50°. Ein wenig nördlich vom Eingang ins Krippestal, oberhalb des „Kreidesees", bilden die Schichten der Paratscha-Wand eine steilere Flexur gegen SSW und sind dann abgebrochen. Südlich der Flexur stehen Felsen von Schlerndolomit an, die ganz anders gebaut sind. Sie streichen N 85° W und fallen mittelsteil nach S. Infolge von NW-SO-Querfalten wechselt dieses Streichen weiter gegen O in N 70° O Richtung mit Fallen nach SSO.

Zugleich zeigen die Querfalten steile Klüfte und verdrehte Schichten entlang des Westhanges dieser Felsen, der „St. Vigiler Wald" genannt wird.

Der Schlerndolomit ist offenbar im N, W und S von den benachbarten Felsen durch Störungen getrennt. Die O-W-Störung, die im Krippestal durchzieht, wendet sich in den gestörten Felsen der Westwand gegen SSO um. Diese trifft im Rautal die stark heruntergebogenen Schichten der Rittjoch- und Paresberg Überschiebung. Der Dachsteindolomit des Paresberges streicht in seinem unteren Teil gegen das Rautal N 50° W und fällt NO mit einer Flexur, die gegen das Rautal zu steiler wird.

Es ist also unmöglich, daß der Schlerndolomit des St. Vigiler Waldes mit dem Dachsteindolomit des Paresberges konkordant liegt, auch wenn man annimmt, daß die Raibler Schichten des Vigiler Waldes bis ins Tal reichen und nur verschüttet sind.

Außerdem fehlen am Nordhang die Werfener Schichten, die gegen den Dachsteindolomit am Südhang einfallen. Diese Unterschiede weisen auf einen NW-SO-Bruch durch das Rautal hin. Der Bruch nimmt bald unterhalb vom Kreidesee an Bedeutung ab. Die Bellerophonkalke auf der Westseite des Vigiler Tales und die Grödener Sandsteine gleich hinter St. Vigil stehen offenbar im engen tektonischen Verhältnis mit den Schichten des gleichen Alters auf der Ostseite des Tales. Wir haben also im Rautal einen Bruch, dessen Richtung parallel mit dem NW-SO-Teil des Wengen-Tal-Bruches verläuft.

Wie nach der Beschreibung der St. Vigiler Gegend klar wird, ist er in gleicher Weise verursacht worden.

Die Gegend von St. Vigil.

Diese Gegend liegt im Sinne der vorangehenden Beschreibung in der nördlichen Randzone nördlich der O-W-Störung, die von der Bespackwiese im W bis zum Vigiler Tal nachgewiesen worden ist.

Das Profil, welches man in den Gehängen des St. Vigiler Tales unterhalb des Kreidesees bis nach St. Vigil bekommt, entspricht genau dem Profil von Palestrong nach Piccolein im Gader Tal. Die Schichten streichen in ONO-Richtung mit SSO-Fallen durch den Rücken des Col Fegnus und der Kaarspitze, welcher die Wasserscheide zwischen den zwei Tälern bildet.

Der Westhang des Vigiler Tales erfordert also keine nähere Beschreibung mit Ausnahme des nördlichen Teiles der Kaarspitze und des Jöchls. Da nun Frau Dr. Furlani-Cornelius[1]) schon ein genaueres Profil dieses Teiles in ihrer Arbeit über die „Triaszonen im Hochpustertal" gegeben hat, braucht er hier nur kurz behandelt zu werden.

[1] „Triaszonen im Pustertal", Wien 1919, Taf. I, Nr. 3.

Der Jöchlübergang.

(Vgl. Taf. XXVI. Prof. VI.)

Westlich vom Dorf St. Vigil sind die Quarzphyllite am Aufstieg zum „Jöchl"-Übergang in einem kleinen Steinbruch bei zirka 1320 *m* aufgeschlossen. Die Phyllite streichen ungefähr N 75° O, fallen 52° S. Sie zeigen auch eine lebhafte Fältelung, deren Achsen ebenfalls 52° S fallen und gegen O überfaltet sind. Auf den Schichtenflächen befinden sich zwei Streifungsrichtungen ausgebildet, von denen das eine System mit 40° gegen O einfällt und das andere mit 80°. Sie sind wahrscheinlich Anzeichen alter prätriassischer Faltungen.

Stellenweise sind in der Talfurche und am Weg rote und graue Grödener Sandsteine aufgeschlossen. Die blaßgraue mittlere Gruppe steht am Weg von zirka 1480 bis 1520 *m* an (Streichen N 75° W, Fallen 55° SSW). Am Joch selbst sind beim Kreuz die groben Arkosen und grauen Sandsteine in Auflagerung auf dem Phyllit zu sehen. Sie liegen diskordant darauf mit einem ganz geringen Winkel. Der Phyllit streicht hier N 70° O und fällt 65° S, der Sandstein etwas mehr. Man sieht stellenweise auf dem Phyllit eine Art „Verrucano", etwa $^1/_2$—2 *m* dick.

Die Bellerophonkalke sind am Jöchl sehr gut aufgeschlossen. Das Merkwürdige ist dabei das Fehlen der Gipsablagerungen, die aber am Westhang gegen Piccolein am Fuß der Bellerophongruppe in einer mächtigen, starkgefalteten Masse liegen.

Die Schlucht am Westhang stimmt im allgemeinen mit der Grenze einer Gleit- oder Schubfläche überein, auf welcher die Bellerophonkalke mit mittelsteiler Neigung gegen SSO über Grödener Sandsteine überschoben worden sind. An dieser Grenze ist ein Mylonit vorhanden. Während dieser Schubbewegung wurden die Gipsablagerungen stärker wie die hangende Gruppe von Dolomit und Rauhwacken gefaltet und aufgestülpt. Das Hangende ist über sie vorgeglitten und in diskordanter Anlagerung auf den Grödener Sandstein gelangt.

In der Schlucht kann man nun beobachten, daß die nächsthöhere Stufe des Bellerophonkalks gleichfalls von ihrem Hangenden überschritten wurde. Da aber das Gestein härter wie die Gipsablagerungen war, hat es sich in spitzige, flache, gegen N überkippte Falten gelegt. Einige davon sind als Scherungsschollen zerschnitten. Die ganze Reihenfolge des Bellerophonkalks ist in dieser Weise in liegenden Falten und Scherungsschollen aufgetürmt worden. Infolgedessen findet man, daß in der Höhe am Jöchl gleich jüngere, petrefaktenreiche Teile der Bellerophonkalke unmittelbar auf Grödener Sandstein lagern.

Die roten Mergel und graugelben Sandsteine des obersten Grödener Sandsteins sind hier mit einer Diskordanz von etwa 20° von einigen Bänken des dunklen bituminösen Kalks mit kleinen Ostrakoden überlagert, denen gleich die algenreichen Horizonte folgen. Diese höchste Gruppe des Bellerophonkalks, welche am Jöchl ansteht, ist selbst lebhaft gefaltet und verschoben.

Die besten Fossilien sind auf der Südseite des Jöchls am Rücken bei 1540 *m* Höhe zu finden.

Am Südwestende dieses Rückens findet man ein kleine grüne Schulter, wo Seiser Kalke und Mergelkalke mit reichlichen Myaciten anstehen. Sie liegen konkordant auf dem Bellerophonkalk, gerade östlich von der hohen Steilwand über der Piccoleinschlucht.

Hier streichen sie NW—SO und fallen 60° NO, zeigen auch gleich östlich steile Faltungen in dieser Richtung. Es verläuft wahrscheinlich ein kleiner Bruch durch diesen Südteil des Jöchls in NO-SW-Richtung.

Die Falten drehen sich gegen S der Kaarspitze zu, wo die Werfener Schichten ein allgemeines WSW-ONO-Streichen besitzen. An dieser Spitze zeigen sie eine Flexur mit etwa 50° Fallen gegen NNW. Tiefer unten am Berghang sind die Werfener Schichten gegen diese Richtung in vielen Kleinfalten aufgestülpt. Sie erreichen dadurch ebenso wie die Bellerophonkalke in der Nähe der Randzone eine viel größere Mächtigkeit. Auch Gleitflächen sind innerhalb der Werfener Schichten entwickelt, von welchen eine von größerer Bedeutung zu sein scheint.

Diese Scherungen und Anschuppungen der Schichten werden gegen SW geringer. Am Abhang des Kaarberges gegen NO findet man öfters kleine Einfaltungen von Gips in unerwarteter Höhe. Sie sind wahrscheinlich bei den flachen Verschiebungen mitgetragen worden.

Die Schichtenreihe der Kaarspitze bildet die Hauptmasse des Westhanges des Vigiler Tales bis fast zum Kreidesee. Die hangenden Schichten, die den Col Fegnus aufbauen und am Rittberg unter die Schubfläche der O-W-Störung sinken, sind schon oben erwähnt worden.

Der Osthang des St. Vigiler Tales.

Furkel und Piz da Peres.

(Vgl. Taf. XXVI, Prof. II, VIII.)

St. Vigil (1201 *m*) liegt auf einem riesigen, flachen Schuttkegel, der sich in zwei Tälern gegen O hoch hinaufzieht. Das nördliche dieser Täler, „Talbach" genannt, folgt ungefähr der Grenze zwischen kristallinem Gebirge und Grödener Sandstein. Das südliche heißt Hochalmtal und verzweigt sich höher oben in Foschedura- und Roa-Blancia-Tal.

Zwischen diesen zwei Tälern ist das Gehänge bis zu einer Höhe von fast 1700 *m* mit den Resten von alten Schuttkegeln bedeckt, die zu einer festen Breccie verkittet sind. Die Moränen der letzten Eiszeit liegen auf diesen Breccien,

und es ist sehr wahrscheinlich, daß wir es hier wie in Val Anna oberhalb von St. Ulrich (Ortisei) mit einer interglazialen Ablagerung zu tun haben. Mojsisovics[1] hat diese Breccie schon erwähnt und als eine Diluvialbreccie behandelt.

An der Basis dieser Gehängebreccie tritt zwischen 1200 *m* und 1300 *m* Grödener Sandstein und Quarzphyllit zutage. Die Breccie ist talabwärts geschichtet und recht verschiedenartig zusammengesetzt. Sie enthält sowohl Stücke aus dem Kristallinen wie aus dem Dolomitgebiet. Sie ist so fest gebunden, daß sie nur in großen Blöcken zerfällt. Im Foscheduratal enthält diese Breccie sehr große Dolomitblöcke.

Die Grundmoränen der letzten Vergletscherung sind an der Südseite des Talbaches sehr mächtig entwickelt und lagern hier unmittelbar auf tiefrot gefärbtem Grödener Sandstein und auf Rauhwacken der Bellerophonkalke.

Ein niedriger Rücken zeigt gleich westlich vom Dorf St. Vigil mehrere Aufschlüsse von anstehendem Grödener Sandstein mit NNO-SSW-Streichen und Ostfallen. Gleich nördlich davon, wo der Weg von St. Vigil zur Furkel im Talbach emporführt, tritt unter der soeben beschriebenen Gehängebreccie ganz zerschuppter, grünlicher Quarzphyllit hervor.

Weiter oben sieht man im Talbach bei 1505 *m* den Grödener Sandstein unmittelbar an die Quarzphyllite stoßen. Die Grenze wird von einer flachen Schubfläche gebildet. Von hier biegt sich die Grenze zwischen Grödener Sandstein und Quarzphyllit stärker gegen NNO vor. Wie auf der geologischen Karte zu sehen ist, liegt nicht nur der Sattel der Furkel (1752 *m*), sondern auch noch der nördlich davon befindliche Bergrücken (1861 *m*) ganz im Grödener Sandstein.[2]). Der Sandstein der Furkel ist gröbersandig entwickelt und von festerer Beschaffenheit. Ganz an der Basis sind einige Bänke, wo kleine „pebbles" vorkommen und das Gestein verrucanoartig aussieht. Das Streichen ist N 80° W, abwechselnd N 80° O und das Fallen 55° S.

An der Westseite der Furkel sind ausgedehnte Moränen erhalten, welche viele erratische Gerölle und Blöcke einschließen, Gneise, Granite, Verrucano und verschiedene Glimmerschiefer. Dies ist also eine Moräne der letzten Eiszeit, die nur von einem großen Talgletscher abstammen kann, der auch Zuflüsse aus den Zentralalpen mit sich führte.

Es fällt auf, daß südlich des Furkasattels die Bellerophonschichten entweder fehlen oder ganz wenig mächtig sind. Nahe über dem Grödener Sandstein treten bereits flach südfallende, fossilführende Lagen der unteren Werfener Schichten auf. Es muß dazwischen eine O-W-Störungszone durchziehen. Sie bilden nur eine kleine Scholle neben einer tiefen Furche, die ganz in mächtige Grundmoränen eingeschnitten ist.

Östlich von der Vertiefung tritt in einer Höhe von etwa 1760 *m* das Grundgebirge hervor, das aus Werfener Schichten besteht. Südlich findet man die Werfener Schichten aufgefaltet mit mittelsteilem Fallen gegen NNW. Steigt man an den Abhängen empor, so findet man nur gelegentlich kleine Aufschlüsse.

Sie erweisen Faltungen und veränderliches Fallen. Bei einer Terrasse unterhalb 1900 *m* biegen sie in Südfallen um. Dieses bleibt durch die höheren Gehänge das Hauptfallen. Die Störung gegen den Grödener Sandstein ist also mit Auffaltung der anstoßenden Werfener Schichten verbunden.

In 1900 *m* Höhe stehen schöne rötliche Gastropodenoolithe mit zackigen Krusten von Manganerzen an. Die rötlichen und grünen Campiler Mergel mit typischen Versteinerungen folgen darauf, meist mit Wald bedeckt. Das Streichen ist N 80° W, das Fallen 40° S.

Etwa 180 *m* höher springen darüber steile Felsstufen vor, über welche die Nordwand vom Piz da Peres aufragt. Man kann hier im unteren Muschelkalk im großen ganzen drei Steilstufen unterscheiden. Die unterste Stufe, 60—70 *m* hoch, besteht aus wohlgeschichtetem, grauem, sandig verwitterndem Dolomit, der oben in lichte Kalklagen übergeht. Das Hangende bildet eine weiche verwitternde Schichtengruppe von ungefähr 100 *m* Mächtigkeit, die Pflanzenmergel und Sandsteine und oben bunte Konglomerate und rote Mergel enthält.

Darüber ist eine zweite, vielfach überhängende Kalkstufe, die aus festem Krinoidenkalk und Breccien besteht. Es folgt wieder eine mergelige Stufe mit dünngeschichtetem Lettenschiefer und grünen und roten Lagen. Das Streichen in diesen Lagen ist O—W und das Fallen 55° S steiler wie in den Werfener Schichten.

Die dritte Wandstufe ist von Dolomit gebildet, der gegen oben feinschichtig und stark bituminös wird. Diese obersten Horizonte des unteren Muschelkalks stoßen mit einer Mylonitzone, die aus zerriebenem Dolomit und gelblichem Mergel besteht, unmittelbar an die Dolomitmasse des Piz da Peres. Es verläuft auch in der Steilstufe des Krinoidenkalks und in ihrem Liegenden eine flache Schubzone, deren Ausstrich langsam gegen W durch den Steilhang aufsteigt (vgl. S. 359, Fig. 60, Prof. Piz da Peres Nordwand).

Die Mächtigkeit des unteren Muschelkalks dürfte hier auf 200—250 *m* geschätzt werden, weitaus die größte Entwicklung dieser Schichten in dieser Gegend. Immerhin ist die Reihenfolge ganz ähnlich mit der Entwicklung in der Romestlungs-Wand. Die Zunahme der Mächtigkeit betrifft hauptsächlich die unterste Steilstufe von Dolomit, dann den hangenden Komplex von wechsellagernden Gesteinen und endlich die oberste Steilstufe von Dolomit.

Die Dolomitmasse von Piz da Peres besteht aus lichtem Fels, der einen unteren, grauweißen Horizont von Dolomit mit ziemlich regelmäßiger, dicker Bankung und stellenweise wulstigen Schichtenflächen aufweist. Dieser Horizont geht ganz allmählich in typischen, löcherigen, weißen und zuckerkörnigen Schlerndolomit über. Es fehlt irgendeine Einschaltung von Grenzzoneschiefer oder Buchensteiner Hornsteinkalken. In der geologischen Karte ist der untere Horizont nur schematisch als Mendoladolomit eingetragen. Die Grenze ist insofern willkürlich, weil bis jetzt die Autorin diese Felsen auf Führung von Diploporen nicht genauer untersucht hat. Bei der Kartierung wurden keine gefunden.

[1] Mojsisovics, „Dolomitriffe".

[2] Frau Dr. Furlani-Cornelius gibt von Kronplatz und Furkel ein Profil (Triaszonen im Hochpustertal, Taf. I, Prof. 2).

Sowohl diese ununterbrochene dolomitische Entwicklung in den höheren Horizonten der Mitteltrias als auch die große Mächtigkeit des unteren Muschelkalks und sein reichlicher Gehalt an dolomitischem Gestein bedeuten Merkmale, die diesen Nordrand der Dolomiten besonders auszeichnen.

Im Anschluß an das soeben beschriebene Gehänge führt ein Aufstieg zum Gipfel von Piz da Peres durch ein Kar zwischen Dreifingerspitze und dem Piz empor. Das Kar führt zu der ersten Scharte östlich des Gipfels, die in der Karte mit Schutthalden bezeichnet ist.

Die Mylonitzone am Fuß des Mendoladolomits kommt dort bei 2150 *m* zum Ausstrich. Das Liegende des Mylonits bildet brauner, bituminöser Dolomit des unteren Muschelkalks, der wellig verbogen ist.

Die Reibungszone besteht aus feinem, gelbem Dolomitmergel und Sand, auch Blöcken und eckigen Platten von Dolomit.

Die Mächtigkeit der Trümmerzone ändert sich rasch. In einer größeren Anschwellung war sie 20 *m*. Die Schieferung entspricht der Lage des darüber folgenden Mendoladolomits. Da weitaus die Mehrzahl der Blöcke von diesem herrührt, scheint es, daß der Mylonit hauptsächlich durch die Zertrümmerung der Schichten des Dachgesteins entstanden ist.

Der aufliegende Dolomit zeigt in bezug auf den liegenden Dolomit einen Neigungsunterschied in der Schichtung der 30° nicht überschreitet.

Die ganze Masse des Dolomits samt der Mylonitzone ist hier mit Streichen N 75° W, Fallen 50—55° S steil gestellt. Der hohe Neigungswinkel hängt mit den späteren Aufrichtungen und Faltungen zusammen.

Der Dachdolomit der Störung weist starke Druckschieferung auf. Es sind zwei Kluftsysteme, die kreuzen, eines in N 65° W Richtung mit Nordfallen, das das spätere ist und das andere mit NO-SW-Richtung und Nordwestfallen verwirft. Die Cleavage fällt hier mit 80° nördlich, in einem nebenstehenden Fels ist die Cleavage ebenso steil südlich. Eine fast senkrechte feinsplittrige Cleavage kommt in der Richtung N 10° O vor.

Diese Störung setzt sich deutlich gegen O fort und schneidet dabei die einzelnen Schichten des unteren Muschelkalks schräg ab, so daß an der Nordseite des Flatschkofels bereits verdrückte Lagen der Werfener Schichten ganz nahe an die Dolomitmasse herantreten, während der untere Muschelkalk tektonisch auf eine schmale Zone reduziert erscheint. Diese Störung ist besonders schön am Fuß der Nordwand der Dreifingerspitze aufgeschlossen.

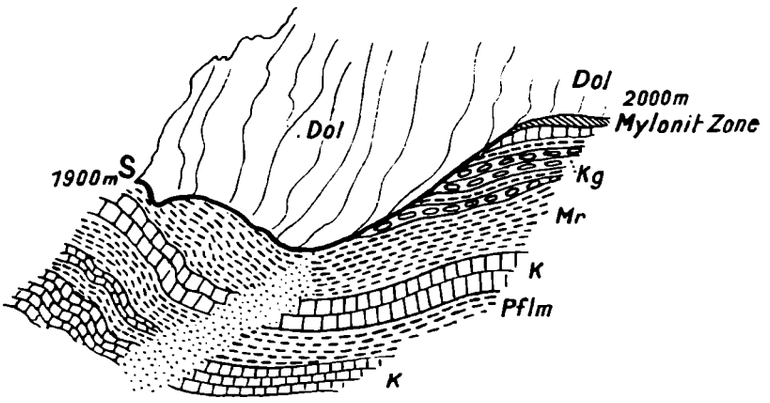


Fig. 59. Flexur der Schichtenmasse samt der Schubfläche *(S)* am Nordfuß der Dreifingerspitze; Dolomit *(Dol)*, überschoben auf Konglomerat *(Kg)*, rote Mergel *(Mr)*, Krinoidenkalk *(K)*, Pflanzenmergel *(Pflm)* und Kalkgruppe *(K)* des unteren Muschelkalks.

Eine auffallende Stelle liegt in einer Schlucht an der Ostseite des Gehänges, wo in einer Höhe von etwa 2000 *m* alle Schichten samt der Störungszone eine Flexur gegen ONO bilden. Dort liegt heller, schöngewellter, kristalliner Dolomit mit Diskordanz auf grauen Konglomeraten und rötlichen Mergeln des unteren Muschelkalks, dessen tiefere Schichten nach unten folgen. Die Schubfläche ist mit dem Dachgestein wellig gebogen und zeigt hier nur eine schmale Mylonitzone (Fig. 59).

Infolge dieser Querflexur reichen unter dieser Stelle die Schichten des unteren Muschelkalks bis 1750—1800 *m* herab.

Unter dem Flatschkofel aber kommt dann wieder eine Aufbiegung der Schichtenmasse. Die Schubfläche, die an einem vorspringenden Eck im NW des Flatschkofelgipfels in einer Höhe von 1900 *m* ausstreicht, steigt östlich davon durch die liegenden Schichten. Dies ist die Strecke, wo Werfener Schichten nur wenige Meter unter der Schubfläche vorkommen.

Die Verhältnisse entlang diesem Nordrand des Dolomitgebirges zeigen auffallende Ähnlichkeiten mit jenen am Nordrand der Langkofelüberschiebung. Die älteren Schichten der liegenden Masse befinden sich im W, die jüngeren im O. Sie zeigen auch Falten, Flexuren und Brüche in ihrer Masse, die der Hauptsache nach NO—SW streichen. Das allgemeine Fallen der Schichten ist SO. Die Dolomitschubmasse im Dach der Schubfläche ist in unregelmäßige, von NO gegen SW verlaufende Wellen gelegt und von senkrechten Klüften und kreuzender Cleavage durchschnitten.

Während aber am Langkofel die allgemeine Richtung des Schubs von O nach W war, verläuft sie am Piz da Peres gegen NW, weiter zurück gegen O ist die Richtung mehr WNW. Wegen lokaler Bedingungen hat sich die Schubmasse an dem Stirnrand im Piz da Peres gegen NW abgelenkt.

Die Eintiefungen und Aufwölbungen in NO-SW-Richtung am Nordrand der Schubmasse entsprechen also der abgelenkten Streichrichtung der welligen Schubmasse.

Die Scharte zwischen Dreifingerspitze und Piz da Peres erreicht das Hochplateau in einer Höhe von 2333 *m* im Schlerndolomit. Bei der Scharte ist der Schlerndolomit in einer Mächtigkeit von 30 bis 40 *m* vollständig zu einer Mylonitzone zermalmt. Diese Zone hat eine NNO-SSW-Richtung und entspricht wahrscheinlich späterer Störung.

Von hier bis zum Gipfel (2507 *m*) ist das Plateau dünn mit Gras bewachsen. Der Dolomit streicht WNW—OSO und fällt 30° SSW. Gleich unterhalb des Gipfels sind im Dolomit mehrere tiefe, offene Klüfte, an denen sich Teile des Nordrandes zum Abbruch vorbereiten. Der Fels ist ein zuckerkörniger, blendend weißer, poröser Schlerndolomit.

Das geologische Interesse dieses bekannten Aussichtspunktes wendet sich in der Nähe auf den südlichen Kamm von Paratscha und den kleinen, schöngefärbten Hochalpensee. Der langgestreckte Zug des Paratscha besteht hauptsächlich aus Schlerndolomit und fällt durch den Reichtum und die Mächtigkeit seiner Mylonitzonen auf. Dieselben folgen Störungszonen, die meistens von NW gegen SO streichen und gegen NO einfallen.

Diese Störungszonen sind durch schräge Differentialverschiebungen entstanden und bedeuten hier Querverschiebungen, die nach den Überschiebungen eintraten.

Sie zeigen im nördlichen Teil des untersuchten Gebietes eine direkte Analogie mit den NNO-SSW-Verschiebungszonen, welche ein so auffallendes Merkmal der Buffaure-, Collaz- und Marmolatagegend bilden.

Sie sind als radiale Brüche in den Seitenflügeln einer großen gegen O gerichteten Schichtenbewegung und Verschuppung entstanden. Das Streichen an der Stirn der Bewegung war in Enneberg WSW—ONO, in Fassa WNW—OSO.

In Übereinstimmung mit diesem Verhältnis finden wir, daß die Verschuppungen an den Radialbrüchen erst nach dem Hauptschub stattfanden. Die NW-SO-Brüche in den Gader-Tal-Gehängen, im Wengen- und Rautal gehören auch zu diesem Radialsystem des Ennebergs. Im Dolomitgebirge aber sind die Mylonitzonen viel schöner wie im Gader und Wengental entwickelt.

Der Sattel des Kreuzjochs zwischen Paratscha und Dreifingerspitze ist zweifach.

Die südlichere, tiefere Furche, welcher der Weg folgt (2229 *m*), ist in eine Mylonitzone eingeschnitten, welche einer großen Längsstörung folgt, die im Foschedura-Tal herunterzieht. An dieser Störungszone ist die Dolomitmasse des Piz da Peres gegenüber jener des Paratscha-Kammes um zirka 200 *m* gesenkt.

Die nördliche Jochfurche, in welcher der kleine Hochalpensee liegt (2250 *m*), stellt den Rest eines höheren Talsystems vor, das hier noch erhalten geblieben ist.

Ein kühn gebauter Steig führt durch die schroffen Felsen des Piz da Peres, die gegen St. Vigil schauen. Er folgt auf einer längeren Strecke einer O-W-Längsstörung mit einem Mylonitband. Bei 2380 *m* ist der Harnisch gut aufgeschlossen und zeigt eine Neigung von 55° S. Die Druckzone ist 10—12 *m* breit.

Eine Mylonitzone in der Richtung N 30° W ist bei 2310 *m* in der Nähe des Weges aufgeschlossen. Diese Bewegungszone ist senkrecht oder fast senkrecht und zeigt zertrümmerten, brecciösen Dolomit in einer Breite von etwa 40 *m*.

Außerdem sind hier einige große gebogene Gesteinsfugen, die eine ganz regelmäßige Anordnung haben und mit 60—80° gegen W fallen und dann gegen O umbiegen.

Da diese Fugen erst bei zirka 2240 *m* einsetzen und bis zu der Schubfläche herunterreichen, sind sie wahrscheinlich vertikale Spaltungen, welche bei der weiteren Bewegung etwas überbogen wurden. Das würde wegen des Widerstandes in der Nähe der Schubfläche leicht verständlich sein. Jedenfalls sieht man im unteren Teil der Dolomitmasse, die der Schubfläche nahe liegt viel, stärkere Zerklüftungen und Zertrümmerungen der Schichten.

Bei etwa 2000 *m* steht ein mehr grauer, aber noch immer heller Dolomit an, welcher als Mendoladolomit in der geologischen Karte eingetragen ist. Er ist in veränderlicher Mächtigkeit vorhanden. Gegen den dunkleren, bituminösen Dolomit des unteren Muschelkalks wird die Grenze durch eine wellige Mylonitzone gebildet. Der Dolomit liegt hier auch in wechselnder Mächtigkeit (Fig. 60, Prof. Piz da Peres W-Wand).

Eigentlich ist er dünn, und die roten Mergel sind nahe am Fuß der Steilwand aufgeschlossen.

Ein langer bewaldeter Rücken erstreckt sich von dem Berg direkt nach W, wo der Weg nach St. Vigil führt. Die besten Aufschlüsse[1] des unteren Muschelkalks bilden hier die steilen Wände, die westlich gegen den Talbach abstürzen (vgl. stratigr. Teil, S. 22).

Zwei hohe Grate verlaufen oberhalb von Punkt 1629 *m* nebeneinander. Am südlicheren zeigt die Serie des unteren Muschelkalks ein Streichen N 70° O, und im oberen Teil des Hanges etwa 30° Fallen nach SSO. Gegen unten wird das Fallen immer steiler bis auf eine Höhe von 1720 *m*, wo die dunklen Pflanzenschiefer mit 80° S Fallen anstehen.

Sie sind konkordant mit der hangenden Wand von hellem Krinoidenkalk und Breccien, stoßen aber im Liegenden an eine Harnischzone von stark zerklüftetem, miteinander verdrücktem, hellem Dolomit und Lettenschiefer. Darunter kommt der unterste Dolomit der Serie des unteren Muschelkalks.

Der Harnisch hat N 15° O Richtung und die Ostseite ist gesunken. Das Interessante ist dabei, daß die Schichten auf der Westseite in Bergaus-Nordfallen mit steiler Flexur herunterbiegen. Sie zeigen daher einen ähnlichen Faltensattel wie wir schon in den Werfener Schichten weiter östlich beobachtet haben.

Im nördlicheren der zwei Grate setzt sich diese Störung in ungefähr dergleichen Höhe fort. Da aber das Streichen der hohen Felsen ONO ist, ziehen sie sich hier mehr in die Höhe, und die Verwerfung ist in den Werfener Schichten entblößt.

Es sind hier mehrere Falten mit N 20° O Streichen, die etwas gegen W überkippt und durch Vertikalcleavage in der Richtung N 80° W zerschnitten sind. Die höchste und größte davon liegt gegen O und ist von den anderen abgebrochen. Eine steile Harnischzone mit zirka 80° Ost-Neigung und N 20° O Streichen ist dazwischen eingeschaltet.

An diese stoßen im O die grünen und rötlichen, sandigen Schiefer und Lumachellenkalke der oberen Campiler Schichten gegen die im W anstehenden, gelb verwitternden Kalke und mergeligen Zwischenlagen der Übergangsgruppe zwischen Campiler und Seiser Schichten. Die Ostscholle wäre also gesunken. Das steile Herunterbiegen der Schichten in der Westscholle ist hier, wie am südlichen Grat bemerkbar.

[1] Vgl. „Dolomit-Riffe" S. 268 ff., wo Mojsisovics die Detailbeschreibungen von Hoernes anführt.

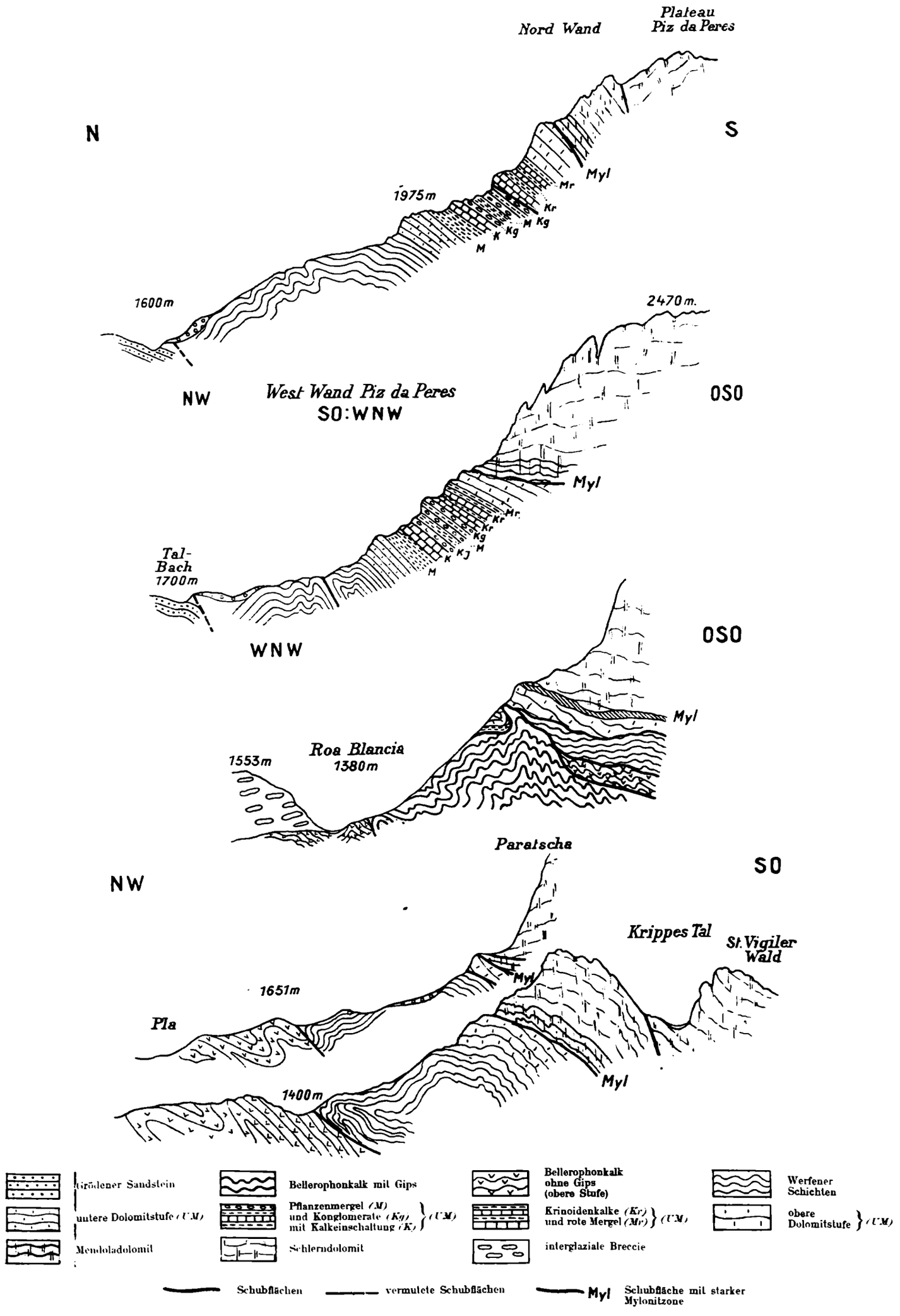


Fig. 60. Zwei Profile durch die Steilwand von Piz da Peres und drei durch die Paratscha-Gehänge.
UM = Unterer Muschelkalk.

Leider ist die Fortsetzung der Störung im N durch Moräne verdeckt. Gleich auf der Nordseite der Moräne stellt sich ein N-S-Bruch ein, wodurch Werfener Schichten im O gegen Grödner Sandsteine im W stoßen. Es ist wahrscheinlich, daß dies die Fortsetzung ist und daß der Bruch sich in der gleichen Richtung bis zur Furkel zwischen Grödner Sandstein und Werfener Schichten fortsetzt, wo er dann gegen O weiterverläuft.

Die Fortsetzung gegen S ist klar. Sie zieht durch die Werfener Schichten am Nordhang des langen Grates bis zum Rücken hinauf, wo bei 1804 *m* die Kalke der oberen Werfener Schichten im W gegen unteren Muschelkalk im O stoßen.

Ihr weiterer Verlauf im Südhang zieht durchaus in Werfener Schichten. In der Höhe von 1670 *m* trifft sie in einem sehr gestörten Aufschluß von Werfener Schichten den Längsbruch der vom Foschedura-Bach in O-W-Richtung herauskommt und sich im Südhang fortsetzt.

Der Aufschluß liegt gleich oberhalb des Steiges im Foschedura-Tal. Die dickgebankten untersten Kalkbänke der Seiser Schichten mit massenhaften Myaciten gehen nach oben in sandige, glimmerreiche Kalke sowie Mergel und Mergelkalk über, in welchen die „Pseudomonotis-Typen" der unteren Werfener Schichten vorkommen. Diese Gruppe ist flach zu einer antiklinalen Falte mit N 60° O Streichen aufgewölbt. Gegen N biegt sie in eine synklinale Falte um.

Die Schichtenflächen sind stark geschliffen, gebogen und oft mit Kalzit überzogen. Die Streifung verläuft fast immer horizontal und in N 70° O Richtung. Sie sind von feiner Cleavage durchschnitten, die N 30° W Streichen und 60° ONO Fallen hat. Sie weisen auf einen starken Druck, der sich in horizontaler Weise durch differentiale Bewegungen innerhalb der Schichtengruppe ausgelöst hat.

Gleich höher im Hang kommt mit bemerklichen Störungen eine Masse von roten, plattigen Mergeln mit Kriechspuren und grünen Mergeln der Campiler Schichten vor. Die glimmerreichen Platten mit Versteinerungen sind auch dabei. Sie liegen diskordant auf den Seiser Schichten und machen mit ihnen hier eine scharfe Flexur gegen O. Dann setzen sie sich weiter gegen O fort. In ihrer Fortsetzung sieht die Störung wie eine gewöhnliche Verwerfung aus mit Senkung der Campiler Schichten im N gegen die Seiser Schichten im S.

Immerhin weist sowohl die horizontale Scherung in den Schichten wie die starke Cleavage auf Schuppung und Druck gegen NW.

Der N-S-Bruch im Kamm hört an dieser Störung auf. Wie schon oben erwähnt wurde, ist in der östlichen Fortsetzung dieses Bruches im Foschedura-Tal die Schubmasse des Piz da Peres gegen Paratscha im S tief eingesenkt. Es folgt aus diesen Beobachtungen im Gehänge des Kammes westlich von Piz da Peres, daß sich diese Einsenkung im Kamm fortsetzt, aber gegen W zu rasch an Bedeutung abnimmt.

Da auch diese Einsenkung nach der Schubbewegung stattfand, sind in den Schichten allerlei Spuren der früheren Verschuppungen vorhanden.

Zusammenfassung.

Das tektonische Interesse liegt in den Schubbewegungen, die sich in diesem Gebiet vollzogen haben und einen schönen Einblick in Gleitbewegungen von jüngeren über ältere Schichten bieten.

Wir haben im Piz da Peres und dem angrenzenden Gebiet im N und W mehrere solche Störungszonen ersten Ranges. Die nördlichere Zone verläuft durch Talbachund Furkel mit SW-NO-Richtung zwischen dem Grödner Sandstein und dem Quarzphyllit. Die nächste Zone verläuft entlang der unregelmäßigen Südgrenze des Grödner Sandsteins, mit welchem der Bellerophonkalk oder die Werfener Schichten in diskordanten Beziehungen sind. Die südlicheren Zonen verlaufen im Dolomit und unteren Muschelkalk an der Basis des Piz da Peres mit Verfrachtung der oberen Schollen.

Die Schubschollen sind gegen NW aufeinandergeschleppt und angehäuft worden. Zwischen Talbach und Furkel scheinen die Bellerophonkalke in irgendeiner Weise verschwunden zu sein. Die Werfener Schichten grenzen hier an Grödener Sandstein. Der Grödener Sandstein dehnt sich an der Furkel als flache, überschohene Scholle auf Quarzphyllit.

Die flachen Verschuppungen, die im unteren Muschelkalk, Mendola- und Schlerndolomit des Piz da Peres vorkommen, gehören demselben Bewegungssystem an, scheinen aber mehr in WNW-Richtung stattgefunden zu haben. Die Hauptschubfläche liegt im obersten Teil des unteren Muschelkalks und im Mendolakalk.

Es gibt auch starke lokale Komplizierungen, die mit den horizontalen Verschuppungen innig verbunden sind. Die Dolomitfelsen zeigen kreuzende Spaltungen, von denen einige nachweislich jünger wie andere sind. Diese Unterschiede können an der Stirn einer bewegten Schubmasse leicht dadurch entstehen, daß der Dolomit in der Nähe eines Längsbruches verhältnismäßig langsamer als der weiter davon entfernte Dolomit verfrachtet wurde.

Die differentialen Spannungen nahmen mit der Fortsetzung der Bewegung zu und die Klüfte, die als Spannungsrisse im Anfang entstanden, wurden selbst in eine andere Richtung abgelenkt und von später entstandenen Klüften unter verschiedenen Winkeln gekreuzt.

Ähnliche Komplizierungen gelten auch für Cleavage, Kleinfalten, horizontale Schichtenverschleppungen, welche sich in der bewegten Masse entwickelten. Ihre maximale Entwicklung liegt im Stirnrand, wo der größte Widerstand getroffen wurde.

Nach den großartigen Mylonitzonen zu urteilen, die sich im Piz da Peres und Paratschagebirge befinden, darf man schließen, daß sie einen Teil des Stirnrandes einer größeren Schubbewegung vertreten. Die Schubmasse setzt sich gegen O fort.

Wie oben beschrieben, sind die Bewegungsflächen nachträglich gefaltet und gebrochen worden. Sie liegen in der Westwand des Piz da Peres flach, werden aber in der Nordwand mit mittelsteilem Fallen nach SW und in der Nordwand der Dreifingerspitze mit 60—70° nach SW aufgerichtet. Dies scheint ein Teil einer NW-SO-Faltung zu sein, die sich durch steile Flexuren gegen SW in der ganzen Gegend auszeichnet.

Damit wären auch die vielen NW-SO-Verwerfungen mit Mylonitzonen am Hochplateau des Piz da Peres und Paratscha in Zusammenhang zu bringen.

Mehrere Senkungen sind später eingetreten. Die Hauptwirkung davon ist hier das Einsinken von Piz da Peres und der liegenden Schichten der Gehänge ringsum gegen N und W. Auch das Verschwinden der Bellerophonkalke an der Furkel gehört dazu. Die Senkungsbrüche sind NNO—SSW von der Furkel bis ans Foschedura-Tal und W—O im Foschedura Tal gerichtet.

Die Werfener Schichten fallen in ihrer Hauptmasse am Nordhang des Piz da Peres gegen S, biegen aber in halber Höhe gegen die Furkel zu nördlich um. Auf der Nordwestseite biegen sie gegen NW um und sind von dem NNO-SSW-Bruch abgeschnitten. Die Senkung ist auf der Ostseite, und es liegen in der Harnischzone kleine Schollen von Campiler Schichten gleich neben dem Grödener Sandstein an der Furkel.

Wenn auch der Bellerophonkalk im Kern der Sattelbiegung der Werfener Schichten erhalten ist, wäre ein Ausstrich in der Furche durch diese steile Flexur unmöglich. Diese Furche verläuft offenbar entlang einer alten Verschuppungszone, die während der späteren NW-SO-Auffaltungen als eine wichtige Trennungszone gegen das kristalline Gebirge gedient hat.

Das Roa-Blancia-Tal unterhalb des Paratschaberges.

(Vgl. Taf. XXVI, Prof. II, VII; Taf. XX, Fig. 70—73.)

Das Roa-Blancia-Tal, südlich vom Foschedura-Tal, hat seinen Namen wegen des reichlichen Vorkommens von weißem Gips bekommen. Vom Foschedura-Tal kann man leicht über den flachen Schuttkegel, welcher beide Täler verbindet, ins Roa-Blanica-Tal hineinqueren.

Bei zirka 1370 *m* stehen niedere Felsen gleich südlich der Wildbachfurche an. Sie bestehen aus dunklen, bituminösen Bellerophonkalken mit Algenresten, welche mit Mergeln wechsellagern, in denen Reste von kleinen Ammoniten, etwa 4 *cm* Durchmesser, vorkommen. Der bituminöse Kalk enthält Gipsadern, die wechsellagernden Mergel und Schiefer sind sehr dunkel, und der Schiefer enthält Fleckchen von weißem Glimmer. Einige Bänke von hellem Dolomit und dolomitischem Kalk sind eingeschaltet.

Die Schichtung ist N 60° O, mit steil gestellten Falten. Einige Schichten stehen senkrecht.

Oberhalb dieser Stelle öffnen sich mehrere steile Felsrunsen in dem Bergrücken südlich des Tales. Wo diese die Felsen bloßlegen, sieht man die Einschaltung mächtiger, gebänderter Gipslager in die Bellerophonkalke, welche hier eine außerordentliche tektonische Komplikation aufweisen.

In einer Runse, die das Tal bei 1390 *m* erreicht, findet man von unten nach oben folgende Schichten:

bituminöse, dunkle Kalke und Mergel und hellere Dolomitbänke (Streichen N 20° O; Fallen 45° O);

gebänderten, hellgrauen und dunklen Kalk und Schiefer, weißgeaderte Bänke, knollige Bänke und muschelig brechende Kalke mit Gymnokodien als wechsellagernde Gruppe (Streichen N 20° O; Fallen 65° O);

bituminöse Kalkbänke und Ölschiefer und weißgeaderte Bänke);

wechsellagernde, miteinander stark verknetete, grauere und schwärzere Kalke und bituminöse Lagen;

eine verfaltete gestörte Zone von gebänderten Kalken bei 1400 *m* Höhe;

stark gefalteten Gips, mit schwarzen Adern und mit grauen Dolomitlagen verfaltet (Taf. XX, Fig. 70, 71);

hellere Dolomitbänke im Wechsel mit feingebänderten, dunklen Kalken;

Gipslagen;

grauen Dolomit mit Dolomitspat geadert;

gefaltete Gipsschichten;

Dolomit von vielen Querspalten zerschnitten, mit sekundärem Gips verheilt in der Höhe 1420 *m* (Streichen N 35° O);

Gips und Dolomit in Wechsellagerung in mächtiger Entwicklung;

gelblichbraune Rauhwacken bei 1480 *m*, enggefaltet und eine breite Zone bildend;

Rauchwacken und Kalke in Wechsellagerung;

schwarze Ostrakodenkalke, algenreiche Kalke, die in einem Sattel am Südende des Hauptrückens bei 1520 *m* vorkommen.

Man bemerkt also die vielfache Wiederholung von dünnen Dolomit- und Gipsschichten in Wechsellagerung. Dabei sind die Gipslagen viel lebhafter feingefaltet, während die Dolomitbänder von zahlreichen Querklüften zerschnitten sind. Das allgemeine Streichen dürfte NNO—SSW sein.

Wenn man den Rücken östlich gegen Paratscha zu untersucht, so sieht man gefaltete Bellerophonkalke anstehen, bis sich in einer Höhe von über 1600 *m* die Werfener Schichten diskordant auf den Bellerophonkalk legen.

Ehe man die Werfener Schichten erreicht, springt eine schöne grasbedeckte Kuppe vom bewaldeten Rücken hervor, die „Pla" heißt. Die gelblichbraunen Rauhwacken und hangenden Ostrakodenkalke sind hier in zwei liegende Falten übereinandergelegt, mit Achsen N 20° O und Überkippung gegen WNW (Taf. XX, Fig. 73).

In der Fortsetzung dieses steilen Gehänges gegen Paratscha zu folgen noch eine Falte und eine steile gegen OSO gerichtete Flexur.

Unter diesen Falten liegen viel engere Falten in den Gips- und Dolomitlagen des Bellerophonkalks. Sie sind unregelmäßiger, aber häufig auch nach W überkippt. Diese verschieden gefalteten Horizonte sind von einer flachen Schubfläche getrennt. Man sieht die im Boden herauswitternden Gesteine ganz zerdrückt. Eine Mylonitzone ist stellenweise aufgeschlossen. Die Fläche verläuft, soweit man sieht, wellig (Vgl. S. 359, Fig. 60, Prof. Roa Blancia).

Sie setzt sich noch unterhalb der Werfener Schichten etwa 40 *m* unter der Kuppe bei Punkt 1600 *m* fort. Die obere Bellerophonkalkscholle wird hier sehr dünn. Es bleiben von ihr noch ein Keil von verkrümmter Rauhwacke und geäderte Kalke übrig. Ein wenig weiter östlich liegen Seiser Kalke und noch weiter Campiler Mergel diskordant auf der liegenden Scholle der Gips- und Dolomitlagen. Letztere sind hier eher mächtiger und hoch aufgestülpt.

Die überschobenen Werfener Schichten zeigen ein Streichen N 40° O und ein steiles, aber veränderliches Südostfallen. Sie sind nur schlecht aufgeschlossen und mit Wald bedeckt. Wo sie auf dem Bellerophonkalk liegen, kann man eine Faltenstörung erkennen. Sie schneidet an einer Harnischzone mittelsteil durch diesen Kalk.

Die nächsthöheren Stufen im Kamm sind von Wald und Moränenschutt verhüllt. Gleich nördlich des Kammes steht in einer Höhe von 1760 *m* ein kleiner Fels an, der weit von der Hauptwand vorragt.

Er besteht aus dem oberen Dolomit des unteren Muschelkalks und liegt ganz flach. Nicht mehr als 20 *m* unter ihm liegen mit mittelsteilem Bergeinfallen die dunkelroten, glimmerreichen und Versteinerungen führenden Plattenkalke und Mergel der Campiler Schichten.

Daher ist hier nur ein sehr geringer Teil des unteren Muschelkalks vorhanden, der auf obere Werfener Horizonte überschoben liegt. Unter den beiden setzt sich die basale Scholle der Gips- und Dolomitablagerungen noch fort. Hier sind sie sehr stark mylonitisiert und größtenteils auch von riesigen Schutthalden überdeckt.

Die Dolomitwand des Paratscha zeigt über dieser Stelle wilde Schluchten, aus denen Bergstürze herausgebrochen sind. Wegen der Unterlagerung durch die leicht zerstörbaren Gipse der Bellerophonschichten erscheinen hier die unteren Wände der Dolomitmasse des Paratscha wie frisch angebrochen. Ein Teil der Dolomitwand liegt auch auf dem Gips und ist in lebhaftem Abbruch begriffen. Sie bildet so die Hauptnahrung für den riesigen Schuttkegel, der von hier ins Vigiler Tal hinauszieht.

Einige hellgestreifte Fetzen von Gipsmergel ragen als weich verwitternde Felsen aus den großen Schutthalden heraus (Taf. XX, Fig. 72).

Auf der Nordseite der Schutthalden sind die Bellerophonschichten in einem Wasserriß wohl aufgeschlossen. Dieser Schichtenstreif kann bis etwa 1800 *m* Höhe verfolgt werden.

Aus der vorangehenden Beschreibung der Südseite des Roa-Blancia-Tales werden schon einige wichtige Beziehungen klar. Es liegt hier eine Überschiebung der jüngeren Schichten auf einem flachen, feingefalteten Untergrund aus Gips und Dolomitablagerungen des Bellerophonkalks vor. Die Richtung des Schubes scheint gegen WNW gewesen zu sein. Die überschobene Masse besteht aus einer Serie von verschuppten und deformierten Schollen: 1. obere Bellerophonschichten, 2. Teile der Werfener Schichten, 3. obere Horizonte des unteren Muschelkalks, 4. unterer Teil der Dolomitmasse.

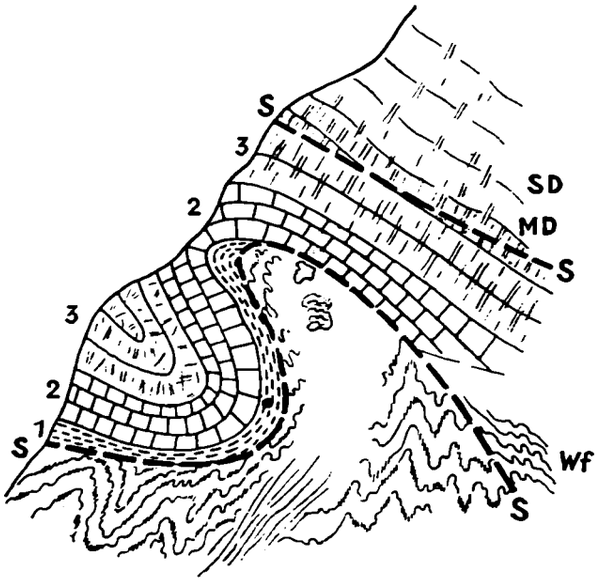


Fig. 61. Schema der gefalteten Schubschollen unterhalb Paratscha. *Wf* = Werfener Schichten; unterer Muschelkalk, *1* = bunte Mergelbänder, *2* = weißlich und rostig verwitternder Kalk und Dolomit; *3* = hellgrauer Dolomit; *MD* = Mendola Dolomit; *SD* = Schlerndolomit. *S* = untere Schubfläche über dem gefalteten Bellerophonkalk mit den Gipsablagerungen; *S* = Obere Schubfläche über dem Dolomit des unteren Muschelkalks.

Dies sind nur die Hauptschuppen, von welchen jede an einer etwa mittelsteilen Schubfläche auf die westlichere Schubscholle etwas aufgeschoben wurde. Jede ist für sich in liegende Falten gelegt und von kleinen Scherungen zerschnitten.

Die Hauptfläche, auf welcher diese großartige Verschuppung der Oberperm- und Triasmassen stattgefunden hat, schließt mit diesen Schollen einen geringen gegen O gerichteten Neigungswinkel ein. Jetzt befindet sich diese Fläche samt den hangenden und liegenden Schollen in einer hohen Lage in der Aufwölbung des Paratscha.

In der Tat befinden sich die Gipsablagerungen im Kern einer nachträglich gebildeten, hoch aufgewölbten Schichtenkuppel. Das kreuzende Streichen des Gewölbes ist ONO—WSW und NNW—SSO gerichtet.

Eine weitere Komplikation ist an der Nordseite der Paratscha-Abrutschung aufgeschlossen.

Man sieht dort eine liegende Falte, an welcher der überschobene untere Muschelkalk und die unterschobenen Gipsschichten teilgenommen haben. Unter der Dolomitsteilwand stehen die obersten, geschichteten hellgrauen Dolomitbänke

des unteren Muschelkalks in einer Höhe von fast 1900 *m* an. Die liegenden Schichten sind die weißlichen und rostiggelb verwitternden Kalke und die bunten Mergelbänder derselben Gruppe (Fig. 61).

Es sind aber nur Keile vorhanden, weil beide Horizonte an der Hauptschubfläche gegen die liegenden Gipsablagerungen flach durchschnitten sind. Diese ganze Gruppe ist in einer Kniebiegung gegen NNO überkippt. Im Knie liegen die Gipsablagerungen, im Mittelschenkel kommen in umgekehrter Folge dieselben Horizonte des unteren Muschelkalks, die oben sind. Diese Einfaltung von hellem Dolomit und bunten Mergeln liegt auf dem Gehänge der Westwand gleich nördlich eines tiefen Wasserrisses.

Die Aufschlüsse der Gipsablagerungen hören in dieser Querfaltung auf. Der Ausstrich der Schubfläche setzt sich in unterem Muschelkalk durch den Hang gegen das Foschedura-Tal fort. Ihr Ausstrich kommt tiefer unten und etwas östlich heraus, wo die Fläche wieder unter den tiefsten Lagen des unteren Muschelkalks und dann in den Werfener Schichten liegt.

Leider ist es nicht möglich, in dem sehr verschütteten Boden des Foschedura-Tales und dem Schuttgehänge östlich von St. Vigil den Ausstrich dieser Schubfläche mit Sicherheit festzustellen. Daß eine Schubfläche zwischen den Campiler und Seiser Schichten im Nordhang des Foschedura-Baches durchzieht, ist sicher, aber daß diese die Fortsetzung der Roa-Blancia Basalfläche ist, kann nicht behauptet werden.

Die Abhänge von „Pla" südlich von Roa Blancia.

(Vgl. S. 359, Fig. 60, Prof. Pla—Paratscha.)

Die Untersuchung des Westhanges des „Pla"-Berges bleibt wegen seiner dichten Wälder nur mangelhaft.

Gleich östlich der oben beschriebenen Runse mit dem mächtigen Vorkommen von gefaltetem Gips und Dolomit hören diese Ablagerungen auf. Die Störungsfläche biegt steil am Hang herab und setzt sich in den gestörten Felsen bei 1370 *m* im Bache fort. Die Schichten stehen hier senkrecht und sind von starken Klüften und Cleavage zerschnitten. Die schwarzen Kalke gehören zum oberen Bellerophonkalk.

Diese Kalke ziehen sich westlich von der Flexur den Hang langsam wieder hinauf mit Streichen N 40° O und mittelsteilem Fallen nach SO. Die gelblichbraunen Rauhwacken liegen unter ihnen und bilden dann den tieferen Hang neben dem Bach. Die beiden Horizonte sind miteinander gefaltet und die Falten westwärts überkippt. Wenn auch hier das oben beschriebene allgemeine Streichen herrscht, so sieht man unter den spärlichen Aufschlüssen einige Stellen, wo die Schichten offenbar durch Faltungen verbogen und auch von Harnischflächen durchsetzt sind. Es kommen auf der Südseite des Hanges einige kleinere Störungen in der Richtung NNO—SSW vor. Leider sind die Schichten gerade im tieferen Hang, wo Aufschlüsse vorkommen, so verrutscht, daß sie nicht näher untersucht werden konnten.

Östlich von dieser gestörten Stelle fallen die Schichten im Südhang noch mit einem Neigungswinkel von 40° nach SO ein. Der Winkel wird aber weiter gegen O zu steiler, und der dunkle Bellerophonkalk fällt mit 50° Ost-Neigung und flacher Diskordanz unter eine schön entwickelte Kniebiegung von Werfener Schichten ein.

Es gibt mehrere kleine Aufschlüsse in einem Tälchen mit NNO-SSW-Richtung, wo Quellen austreten. Einer davon zeigt in dem Knie einer Falte einen sehr verdrückten Kern von hellgrauem, dickgebanktem Kalk und von glimmerreichen Plattenkalken mit Myaciten, von Gastropodenoolith überlagert. Der Oolith ist rötlich und hat die gleiche schöne Ausbildung wie in den unteren Campiler Schichten nördlich von Piz da Peres.

Hier sind die Oolithe im Mittelschenkel der Falte unter der Kniebiegung stark verdrückt und in ein außerordentlich hartes, marmorartiges Gestein verwandelt. Bei ihnen liegen feinzersplitterte Platten von dunkelrotem Campiler Schiefer mit *Anoplophora fassaensis*.

Diese Lagen sind ganz flach auf den Bellerophonkalk überschoben.

Die überhangenden Schichten sind auf dem Knie fein zerspalten und wellig verbogen. Alle Gesteine dieser Falte sind mit gestreiften Rutschflächen versehen. Über dieser gestörten Zone folgt im steilen Osthang des Tälchens die normale Reihenfolge der Campiler Schichten. Sie sind in einem hohen Gewölbe aufgefaltet mit steilen Flexuren gegen WNW und OSO (Fig. 60, Pla—Paratscha, S. 359).

Diese Aufwölbung entspricht wahrscheinlich jener der Bellerophongipse weiter nördlich.

Da sowohl die Werfener Schichten wie auch der untere Muschelkalk dort auf den Bellerophonkalk überschoben sind und die Werfener Schichten ohne Unterbrechung durch Pla bis zu dieser Stelle verfolgt werden können, darf der Schluß gezogen werden, daß die Paratschaschubfläche hier heraustaucht.

Wenn man nun die unteren Muschelkalkschichten von der Paratschaschlucht durch den Südhang verfolgt, so findet man, daß die roten Mergel und Krinoidenkalke sich bald in die Diskordanzzone einschieben und weiter südlich die tieferen Bänke. Die Diskordanz wird also gegen die Werfener Schichten geringer. Dagegen bleibt die obere Diskordanz unter der Dolomitwand ganz auffällig. Die nächstjüngeren Horizonte der Dolomitwand sind auf verschiedene Zonen des unteren Muschelkalks überschoben.

Diese ganze Scholle der Paratscha-Wand wird durch den Längsbruch im Krippestal im S vom gesunkenen Schlerndolomit des St. Vigiler Waldes abgeschnitten. Der Bruch schneidet durch die Südflexur des Paratschagewölbes (Fig. 60, Prof. Pla—Paratscha, S. 359).

Die tektonischen Verhältnisse weisen also darauf hin, daß die Schichtenmassen von Piz da Peres, Paratscha und St. Vigiler Wald und ihre Abhänge gegen das St. Vigiler Tal gemeinsam einen großen Schub gegen WNW und NW erlitten haben und in mehrere ostwestliche Schubschollen zerteilt worden sind.

Die Schichten wurden in diesen Schollen während der Schubbewegungen gefaltet. Gewöhnlich schauen diese Falten in überkippter Lage gegen die Richtung des Schubes. Weil die Schollen aber noch von späteren Deformationen gestört wurden, ist ihre ursprüngliche Lage mehrfach verändert worden. Immerhin erweisen die Hauptzüge, wie auf der geologischen Karte veranschaulicht ist, ein allgemeines NNO-SSW-Streichen.

Folgt man nun der Störung des Plaberges bis ins Vigiler Tal herunter, so streicht sie in den Werfener Schichten südlich durch die Gehänge. Man kommt im Tal gegenüber dem Ausstrich der Rittbergüberschiebung heraus. Schon im Rittberg hat sich diese Überschiebung in zwei Hinsichten geändert: 1. jüngere Schichten sind hier auf ältere überschoben, anstatt die älteren über jüngere, wie es weiter östlich gegen die Bespackwiese zu der Fall ist; 2. die Richtung des Ausstriches wurde von WSW—ONO nach SW—NO abgelenkt.

Diese beiden Züge sind am Plaberg und unterhalb Paratscha noch stärker betont. Die Ablenkung nimmt fast bis N—S zu.

Es gibt noch zwei höhere Überschiebungen in dem Gebirgszug nördlich des Vigiler- und Rautales, welche Beziehungen mit den Vorgängen südlich des Tales aufweisen. Diese sind die Überschiebung verschiedener Horizonte des unteren Muschelkalks auf Werfener Schichten und die Überschiebung verschiedener Horizonte des Dolomits an der Basis der Dolomitwand auf untere Muschelkalkschichten.

Die tiefere, die das Tal neben dem Kreidesee erreicht, hat augenscheinlich eine Fortsetzung in der Rittjochüberschiebung, die dort von S herkommt. Betreffs der höheren ist zu bemerken, daß der Schlerndolomit, der vom Krippestal südöstlich gegen Rautal abbiegt, im O konkordant unter den Raibler Schichten und dem Dachsteindolomit des St. Vigiler Waldes liegt. Von diesem Vorkommen von Dachsteindolomit ist der nämliche Dolomit des Paresberges nur durch einen späteren NW-SO-Bruch im Rautal abgeschnitten und etwas gesunken. Früher müssen sie in Zusammenhang gewesen sein.

In diesem Fall hätte der Dachsteindolomit des Paresberges zusammen mit der Dolomitwand des nördlicheren Gebirges am großen Schub der Dolomitmasse gegen WNW teilgenommen. Er wäre ein Teil des ursprünglichen Stirnrandes der Bewegung, der später durch Brüche eingesunken ist.

Man kann kaum daran zweifeln, daß diese Überschiebungen Teile eines großen Schuppungssystems waren, wodurch die Gebirgsmasse hier im S und SO mit einer Drehbewegung gegen N und NW verschoben und zugleich aber horizontal gegen W gedrängt wurde. Das Zentrum der Drehbewegung hat sich während der Zeitperiode der Drehung immer westlich bewegt. Die Gebirgsmasse hat sich in große und kleine Horizontalkeile zerlegt, von welchen sich jeder im Verhältnis zu den hangenden und liegenden Keilen differential bewegen konnte.

Die Unterbrechung im St. Vigiler und Rautal durch einen vertikalen Bruch in NW-SO-Richtung bezeichnet wahrscheinlich wieder wie der NW-SO-Bruch im Wengental eine Stelle lokaler, verstärkter Drehungsspannungen. Hier schnitt schon während der Drehung die NW-SO-Spalte durch. Später haben sich die Schübe dann in den benachbarten Gebieten getrennt entwickelt.

Wir finden Flexuren nördlich und südlich der Spalte gegen den Bruch zu, und zwar südlich im St. Vigiler Wald und nördlich im Paresberg. Diese setzen weiter in der Dolomitmasse das Vorkommen von Faltungen im WNW-OSO-Sinne fort, wie schon im Gewölbe von Paratscha betont wurde.

Ein Hauptmerkmal der Struktur ist hier das Überwiegen von zwei Faltenrichtungen, etwa NNO-SSW- bis ONO-SSW- von WNW-OSO- bis NNW-SSO-Falten gekreuzt. Diese sind die für diese Gegend bezeichnenden Kreuzfaltungen.

Die Verschuppungen sind im horizontalen Sinn gegen NW sehr stark gewesen, weitaus stärker wie im Gebiet des Peitlerkofels.

Es fällt besonders hier gegen den Nordrand des Enneberggebietes auf, daß die Auffaltungen, Flexuren und Brüche in NW-SO-Richtung, die später wie die großen Schubbewegungen gebildet wurden, am stärksten in der Tektonik ausgeprägt sind. In abwechselndem Maße kommen sie da und dort im ganzen Gebiete vor. Vom Grödener Tal nach N aber nehmen sie rasch an Bedeutung zu und bilden im Enneberg sogar ein wohlentwickeltes Faltungs- und Bruchsystem.

Eine Erklärung findet sich dafür in dem ursprünglich bogenförmigen Streichen der periadriatischen Faltungen, die sich hier aus SSW-NNO- zur WSW-ONO-Richtung wenden. Die lokalen Querrichtungen der Ablenkung wären WNW-OSO, NW-SO, NNW-SSO, und diese waren offenbar die Streichrichtungen der späteren Flexuren und Brüche in diesem Gebiet. Diese verlaufen niemals ganz parallel, sondern fächerförmig zwischen W und N.

Übersicht der Tektonik von Enneberg.

Wenn wir die geologische Karte des Enneberggebietes ansehen, so tritt klar hervor, daß das allgemeine Streichen des Gebirges zwischen den Dolomitmassen von Peitlerkofel und Piz da Peres WSW—ONO verläuft, weiter im Piz da Peres nach O—W wendet und dann östlich in der Dreifingerspitze in O—W oder etwa N 80° W fortsetzt. Dieses Streichen zeigt sich am deutlichsten nördlich der „Bespack-Rittberg"-Störungszone, deren Verlauf selbst von Col Vercin WSW—ONO nach dem St. Vigiler Tal verläuft.

Südlich dieser Störungszone ist in den Abhängen der Peitlerwiesen, des Campiler und Gader Tales eine Ablenkung des ONO-WSW-Streichens in das NNO-SSW-Streichen wahrzunehmen. Diese Wendung ist in der Nähe des Dolomitgebirges des Heiligkreuzkofels und der Neunerspitze auffällig klar.

Westlich vom Campiler Tal ist sowohl in der Talschlucht über das Bronsoijoch wie über die Felsen des Sobutsch und des Medalgesrückens bis in die Steilwände der Geislerspitzen hinein das Streichen wieder in ONO-WSW-Richtung. An der Secedaecke wird es wieder in die NNO-SSW-Richtung abgelenkt. Diese zwei großen Ablenkungen sind die tektonischen Leitlinien für die Nordwestecke des Dolomitgebirges und bezeichnen in zickzackförmiger Weise einen Teil der periadriatischen Streichkurve in den Ostalpen.

Die Strecke westlich vom Campiler ins Villnöser Tal hinüber verläuft in der großen Villnöser Antikline der ersten Faltung (etwa N 80° W). Die Abhänge des Campiler und Gader Tales entsprechen einem Teil der dazu nördlichen Synkline der ersten Faltung. Die Strecke Peitlerkofel—Piz da Peres bildete wieder eine Antikline in dieser Faltung.

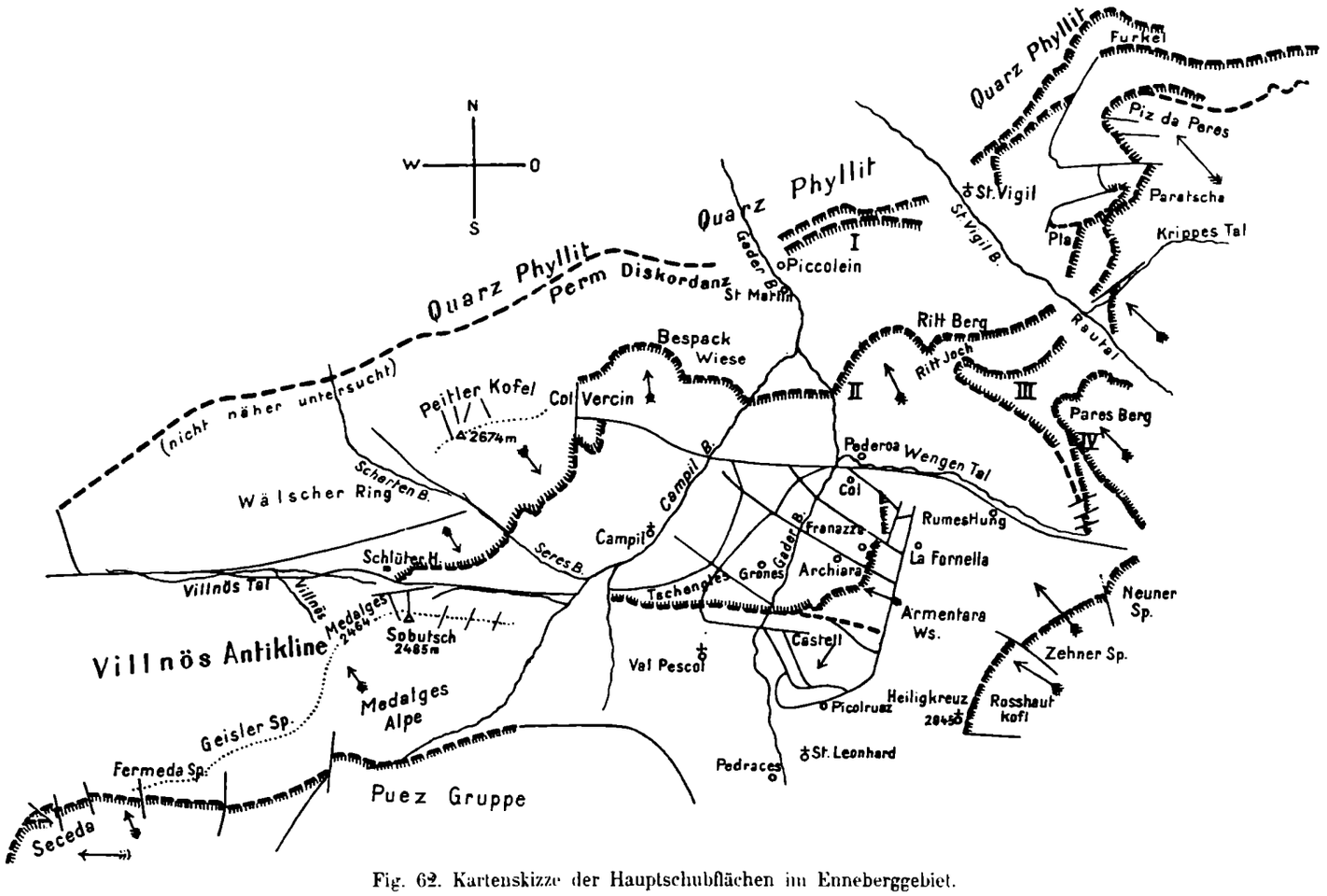


Fig. 62. Kartenskizze der Hauptschubflächen im Enneberggebiet.

Die Pfeile deuten die Hauptbewegungsrichtungen an. Dicke unterbrochene Linien zeigen den Ausstrich der Schubflächen. Die feinen Querstriche liegen auf der Seite, von wo die Bewegung gekommen ist. Die dünnen Linien bedeuten Bruchlinien; die punktierten Linien Dolomitkämme (einige Quersprünge darin sind ausgelassen). *I . . . IV* sind die Hauptschubflächen; *I* = Verschuppungen der Randzone; *II* = Überschiebung östlich vom Col Vercin gegen NW, westlich vom Col Vercin gegen SO; *III* und *IV* = Verschuppungen am N- und W-Rand des Dolomithochgebirges von Piz da Peres bis zur Kreuzkofelgruppe.

Das WSW-ONO-Streichen macht, obwohl es zwischen Peitlerkofel und Piz da Peres gut ausgeprägt ist, doch nie den Eindruck eines ursprünglichen Streichens der Schichtenmasse. Dafür sind die tektonischen Diskordanzen, die im Grödener Sandstein und Bellerophonkalk vorkommen, und die kleinen, schrägen oder querziehenden Faltenflexuren und Spaltungen allzu zahlreich und verschiedenartig entwickelt. Gegen O fehlen ganz mächtige Gruppen in der Schichtenreihe, z. B. die Bellerophonkalke an der Furkel.

Sowohl die rasch zunehmende Intensität der Zusammenpressung, wie das unregelmäßigere Auftreten der Schichtengruppen gegen die Furkel zu, deuten auf stärkere lokale Wirkung der Faltung in dieser Gegend wie im Ennebergtal im W hin. Dabei ist auch der Fazieswechsel von der Eruptivfolge im Ennebergtal zum Schlerndolomit im Paratscha- und Piz-da-Peres-Gebirge zu berücksichtigen.

Die große Masse von Mendola- und Schlerndolomit hat sich dort als ein starreres Gestein unter den gegen NW wirkenden Schubkräften über die liegenden klastischen Gesteinsstufen hinwegschieben lassen. Letztere sind sehr zerstückelt und schollenweise darunter mitgeschleppt worden. Jetzt steht die Dolomitmasse als die Stirn einer großer Schubmasse im Dolomitgebirge weit nach NW hin vorgerückt.

In seiner vorgeschobenen Lage beschreibt der Stirnrand eine Streichkurve gegen NW, die fremdartig mitten im allgemeinen WSW-ONO-Streichen des Gebirges hervorragt.

Die Gründe für die Knickung des Streichens an der Seceda sind ganz ähnlich. Die Pitschberg- und Secedamasse hat dort samt den Geislerdolomiten und dem Puez- und Gardenazzagebirge eine Schubbewegung gegen W und WNW erfahren, welche die beiden Stirnränder gegen NW geschaffen hat. Diese Ränder bilden ein Zickzackstreichen, das weiter nach NW reicht, als nach dem allgemeinen Streichen des Gebirges sein sollte.

Dagegen paßt das Schlerndolomitgebirge von Peitlerkofel und Wälscher Ring sehr gut in den Rahmen des allgemeinen WSW-ONO-Streichens hinein. Die liegenden Schichten bis zum Perm sind im Nordhang auch kaum gestört. Im Südhang aber sind sie außerordentlich gestört und von größeren und kleineren Brüchen und Verschiebungen zerschnitten. In diesem Fall hat der Schub von NW nach SO gewirkt. Deshalb zeigen die gestörten Stirnen dieser Bewegung Kurven, die um die Südostseite der Dolomitmasse verlaufen.

Der Peitlerkofel liefert also das entgegengesetzte Bild zu Seceda und Piz da Peres. Während die letzteren ihre zickzackartigen Unterbrechungen der allgemeinen Streichkurven gegen NW liefern, ist die Zickzackkurve des Peitlerkofels gegen SO gerichtet. So sind auch die tektonischen Züge ganz anders ausgeführt.

Immerhin scheint es zweifellos, daß diese Bewegungen in den benachbarten Gebieten während einer Krustenkompression zwischen NW—SO gleichzeitig vor sich gingen. Tektonisch entsprechen sie einander als einzelne Glieder in einem Deformationssystem, in dem die entgegengesetzten horizontalen Druckkräfte bald in einer, bald in der andern Richtung ihre Auslösung gewonnen haben. Wir dürfen in dieses System sowohl die Pitschberg- und Seceda-, wie die Peitlerwiese-, Bespackwiese- und Rittbergstörungen bis ins St. Vigiler Tal einreihen.

Ein Vergleich zwischen dem Peitlerkofel und dem Piz-da-Peres-Gebirge weist auf Torsionsbewegungen hin. Das Paratscha- und Piz-da-Peres-Gebirge im O ist aus einem älteren Streichen N 80° W—S 80° O gegen NW verschoben worden. Im W ist das Peitlerkofelgebirge aus dem gleichen älteren Streichen gegen SO bewegt. Diese Drehungen fanden aber zu einer Zeit statt, wo neue Faltungen sich in etwa SSW-NNO-Richtung bildeten.

Die neuen Falten haben bei ihrer Bildung die horizontalen Drehbewegungen mitgemacht. In der Hauptschlucht im Gader Tal sind manche solche Falten mit stark verdrehten Schichtenflächen aufgeschlossen. Sehr häufig sind diese von geneigten Brüchen zerschnitten, welche differentiale Bewegungen dabei ermöglichten. Aus den Beobachtungen im Enneberg ergibt sich, daß die Umgestaltung in der Gebirgsbildung, die mit der SSO-NNW- (lokal SW-NO-)Faltung zusammenfiel, sich dort mit einer großartigen Drehbewegung der Schichtenmasse um ein sich verschiebendes Zentrum vollgezogen hat.

Die Hauptstörungszonen dieser Bewegung verlaufen, wie gesagt, einerseits vom Col Vercin durch die Bespackwiese und den Rittberg bis ins Vigiler Tal im O, anderseits westlich vom Col Vercin durch die Peitlerwiesen gegen SW zu der Villnöser Talbruchlinie. Dazu muß man noch die im O vorkommenden Störungszonen am Rittjoch und im Gebirge von Schlern- und Dachsteindolomit rechnen, da sie in demselben Sinne wie die Schubbewegung der Bespackwiese stattgefunden haben.

Im östlichen Teil der Gegend zeigen die Schichten der überschobenen Scholle am Westhang des Rittbergs ein ziemlich regelmäßiges Streichen N 70—80° W. Die ganze Scholle ist aber im Osthang mehr als im Westhang des Berges in eine NW-Richtung gedrängt worden. Am Osthang liegen die Schichten der überschobenen Scholle mit OSO-WNW-Streichen. Sie sind einfach als eine zusammenhängende Gruppe auf der Schubfläche in eine neue Lage umgedreht worden.

Vergleichen wir jetzt im westlichen Teil die Störungszone, die südlich vom Col Vercin verläuft. Dort zieht sie zwischen Peitlerwiese und Lec Contrines durch und wendet sich dann um die Ost- und Südseite der Peitlerkofelwiesen als eine gegen SO und SSO gerichtete Überschiebung herum.

Daher ist die Schichtenmasse von Peitlerkofel und Peitlerwiesen gegen SO gepreßt worden, während ihre ursprüngliche Fortsetzung im O gegen NNW verschoben wurde. Mit diesem südlichen Schub wäre nach der Vorstellung der Autorin die Senkung der westlichen Fortsetzung des Schlerndolomits des Peitlerkofels entlang des O-W-Bruches im Villnöser Tal in Zusammenhang zu bringen, Von der Wörndlelochalpe herunter fällt dieser Bruch mit der ursprünglichen synklinalen Eintiefung nördlich der Villnöser Antikline zusammen.

In diesem Westteil der Störungszone wurde die Schichtenmasse gegen SSO und abwärts bewegt, während im östlichen Teil gegen Gader und Vigiler Tal die Bewegung NNO und aufwärts gerichtet war.

Das Zentrum dieser Torsionsbewegung liegt gleich westlich vom Col Vercin, wo in der Tat in der Grenzzone und in den Buchensteiner Schichten sich merkwürdige verdrehte Schichten und Faltenformen befinden (S. 331).

Die Quarzphyllite und Permgesteine der Villnöser Antikline sind südlich der Senkung des Dolomits hoch aufgehoben und haben samt den Triasschichten im Geisler- und Medalgesgebirge an den Bewegungen teilgenommen. Das Streichen dieser Antikline wendet sich im Campiler Tal immer mehr in ONO- und NO-Richtung um.

Die Gehänge vom Campiler und Gader Tal werden von der Fortsetzung dieser Antikline und der im N angrenzenden Randzone aufgebaut. Sie zeigen auffallende Kreuzfaltung, nämlich ein allgemeines Streichen in SW-NO-Richtung in großen Faltenzügen, von mehr minder steilen Schubflächen mit Südostneigung durchschnitten. Diese Deformationen entsprechen hier der allgemeinen Torsionsbewegung gegen NW. Sie sind auch von einem Faltungssystem mit NW-SO-Streichen deformiert, das mit den Nordwestbrüchen eingetreten ist.

Die oberen Buchensteiner Eruptivgesteine und die Wengener Schichten begleiten die älteren Schichtengruppen in diesem Gebiet als eine Tuff- und Lavafazies, die mit dem unteren Teil des Schlerndolomits gleichaltrig ist. In den Armentarawiesen bilden diese jüngeren Schichten ein breites Wiesenterrain, dessen zickzackförmiger Umriß von den Verdrehungen im Streichen der Schichtenmasse und später eingetretenen Absenkungen verursacht wurde.

Sie sind sowohl im S wie im N des Wengener Tales von Schubkeilen überlagert. Im S wird die liegende Falte von Franazza von einer Schubfläche geschnitten. Die älteren Schichten im ursprünglichen Knie der Falte sind gegen NW auf Tuffe überschoben. Im N ist keine Falte nachweisbar, sondern am Rittjoch sind die Werfener und Mitteltriasschichten auf flacher Schubbahn über Wengener Schichten nach NNW überschoben.

Möglicherweise waren diese Vorgänge Teile von ein und derselben Schubbewegung gegen NW, die sich südlich in liegenden Falten auflöste. Gegen N waren die Schubbewegungen intensiver.

Nördlich des Rautales sind die Werfener Schichten in einer horizontalen, liegenden Falte auf Bellerophonkalk gegen WNW überschoben. Diese Überschiebung ist, wie oben erklärt wurde, fast sicher die Fortsetzung der Störung der Bespackwiese, die hier durch den Druck von anderen Schubkeilen von O weiter nach NW vorgeschoben wurde.

Etwa 300 *m* höher streicht gegen O die großartige Überschiebungszone am Fuß der Dolomitwand von Paratschaberg, Piz da Peres, Dreifingerspitze aus. Es gibt mehrere Anzeichen in den Mylonitzonen von Paratscha und Piz da Peres und im ganzen Verlauf des Stirnrandes, daß die eigentliche Schubrichtung gegen NW war, und wir dürfen jedenfalls in den tieferen Scherungszonen, in den Werfener und unteren Muschelkalkschichten, diese Bewegungen mit jenen am Rittjoch in Beziehung setzen. Sie stehen mit der allgemeinen Umformung des Gebirges in ein gegen NW gerichtetes System von Faltenbogen in Verbindung.

Die höheren Scherungszonen verlaufen fast parallel mit den tieferen, halten sich aber in den Dolomitmassen. Im Piz da Peres und Paratscha, verlaufen mehrere Mylonitzonen. Die Hauptstörung liegt im Mendoladolomit und gegen Krippestal zu unter dem Schlerndolomit.

Südlich des Krippestales ist noch der Schlerndolomit und im Paresberg- und Heiligkreuzkofelgebirge der Dachsteindolomit von den liegenden Schichten durch bedeutende Störungen getrennt.

In der Westwand vom Paresberg ist kein Aufschluß einer Schubfläche. Die Verfasserin hat nun aus mehreren Gründen den Schluß gezogen, daß die diskordante Lage, wobei der Dachsteindolomit entlang dieser Störung an alle unteren und mitteltriassischen Schichten stößt, im letzten Ende die Folge einer Flexur mit Senkung gegen O sei. Früher aber soll der Dachsteindolomit auf ältere Schichten an einer flachen Schubebene überschoben worden sein. Deshalb hat die Flexur diese Schubfläche samt der begleitenden Diskordanz betroffen und mit den Schichten heruntergebogen.

Die Beobachtungen zeigen eine leichte Biegung der ganzen Rittjochschubmasse gegen den Dachsteindolomit und einen Flexurbruch, gegen welchen der Dolomit der Ostseite abbiegt und unregelmäßig abbricht. Solche Einsenkungen begrenzen die Dolomitsteilwände an mehreren Stellen als nachträgliche Wirkungen in den schwerbelasteten Krustenteilen.

Südlich vom Wengener Tal besteht die Westwand des Hochgebirges aus den Dachsteindolomitspitzen des Neuner, Zehner, Heiligkreuzkofels u. a. Sie vertreten die Fortsetzung im NNO-SSW-Streichen des Dachsteindolomits des Paresberges. Gegen die Heiligkreuzkirche im S schalten sich die Raibler Schichten unter dem Dachsteindolomit flach diskordant zu den liegenden Cassianer und Wengener Schichten der Armentarawiese ein.

Dieser flache Schub jüngerer über ältere Schichten setzt sich weiter südlich fort. Die Richtung des Schubes ist von O nach W gewesen. Mit dem Unterschied, daß die Richtung im Paresberg mehr gegen WNW war, scheint die Beziehung dieser oberen Schubmasse zu den Wengener und Cassianer Schichten im Heiligkreuzhang mit den Verhältnissen am Paresberg übereinzustimmen.

Demgemäß dürfen wir in der Gegend folgende Stufen von Überschiebungen unterscheiden: eine höhere Zone nahe der Basis der Dolomitsteilwände, eine mittlere Zone in den älteren Gesteinsmassen von Wengener bis zu Werfener Schichten, wie am Rittjoch und Franazza dargestellt, eine tiefere Zone, die in Bespackwiese, Rittberg und Pla sowohl in die mittlere untere Trias wie in die liegenden Gesteine des Oberperms eingreift.

Außerdem bestehen in den unteren Trias- und Permgesteinen von Jöchl und Furkel mehrere Schubflächen und flache Schuppungen von gebrochenen liegenden Falten gegen NW zu, wo die Grödener Sandsteingruppe mit flacher Diskordanz auf dem Quarzphyllitgebirge überschoben liegt.

Die allgemeine Richtung dieser Schubbewegungen ist gegen NW. Nur in der südlicheren Gegend bei Heiligkreuz ist sie westlich gewesen. Diese Unterschiede im Winkel der Bewegungsrichtung können von bloß lokalen Hindernissen oder anderen Bedingungen abhängig sein. Hier aber ist eine allgemeine Änderung des Winkels bemerkbar, die mit den Kurven des Streichens zusammenhängt.

Es kommen noch höhere Überschiebungszonen vor. Man sieht Kniefaltungen und Schubflächen auch oben am Plateaurand des Dachsteindolomit-Hochgebirges, während das Plateau des Schlerndolomits östlich von Paratscha und Piz da Peres in großer Ausdehnung aus Mylonitzonen besteht.

Alle diese soeben angeführten Überschiebungszonen haben offenbar ihren gemeinsamen Ursprung in der Nordnordostfaltung gehabt, d. h. während der Bildung der periadriatischen Faltenbogen, die hier von NNO- in ONO- und O-Richtung übergehen.

In bezug auf die mechanischen Vorgänge weist diese Serie von Schubbewegungen an der Westseite von Enneberg die gleichen Merkmale auf, die schon von Fassatal und Langkofel näher beschrieben wurden. Es fällt auf, daß sie hier an einer Grenze der Tuff- und Schlerndolomitfazies im Vigiler Tal besonders stark entwickelt sind.

Tektonisch sind diese Enneberger Überschiebungen wie in Fassa mit mancherlei lokalen Torsionsbewegungen innerhalb der Schichtenmasse verbunden. Der Druck und Gegendruck sind beide wirksame Kräfte gewesen, und eine und dieselbe Schicht ist in seitlich benachbarten Stellen öfters von entgegengesetzten Kräften ergriffen und auseinander gerissen worden.

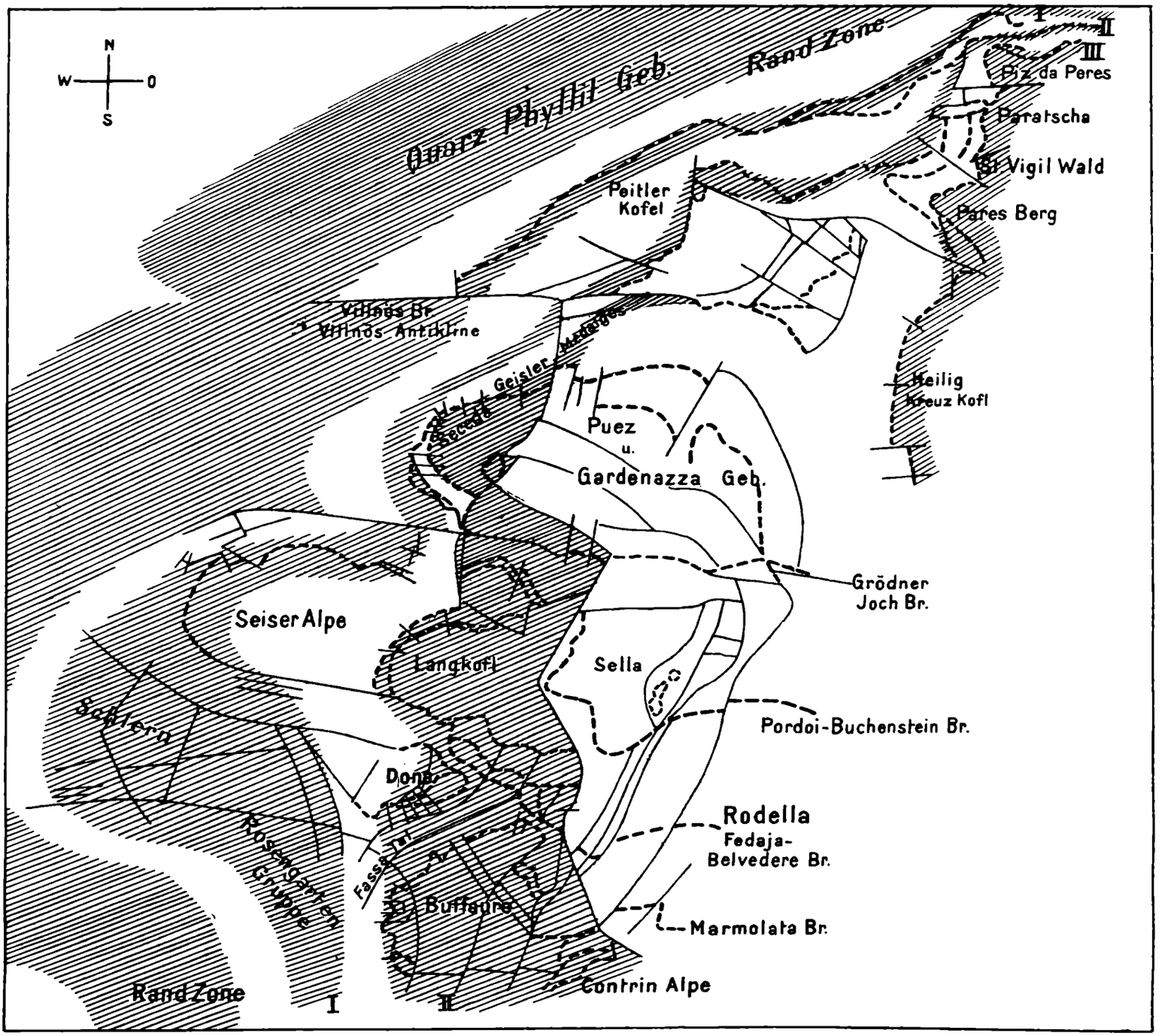


Fig. 63. Schematisierte Kartenskizze des untersuchten Gebietes mit Darstellung der infolge des NNO-SSW-Faltungssystems entstandenen Kurvendeformationen. Schraffiert sind: 1. das aufgefaltete alte Quarzphyllit- und Quarzporphyrgebirge, welches den Rand des Beckens bildet; 2. innerhalb des Beckens Auffaltungszonen in NNO-SSW-Richtung, deren Falten ihre Hauptentwicklung bogenartig gegen Westen zwischen je zwei älteren WNW-OSO-Antiklinalzonen erreichten. Letztere wurden umgeformt und zerschnitten und ihre Schollen zusammen mit den jüngeren Falten unter horizontal wirkendem Druck als Schubmassen nach verschiedenen Richtungen verschoben und angeschuppt. Weiß gelassen sind synklinale Gebiete in den Kurvendeformationen. Überschiebungen ———; Brüche ———. Angedeutete ältere Antiklinalzonen: Nordrandzone; Villnöser-Antikline; Grödener-Joch-Antikline; Pordoi-Buchensteiner-Antikline; Rodella-Fedaja-Antikline; Marmolata-Antikline; Contrin-Alpe-Antikline. Nach mehr oder minder großer Deformation der Antiklinale dienten diese Zonen noch als die Hauptzonen der Längsstörungen. Angedeutete jüngere Auffaltungszonen: Äußere Randzone. Innerhalb des Beckens Zone I: Furkel—St. Magdalena—Broglesalpe—Puflatsch—Schlern—Rosengarten; Zone II: Furkel—Rittberg—Bespackwiese—Peitlerkofel—Medalges—Geislerspitzen—Seceda—Langkofel—Buffaure; Zone III: Piz da Peres—Heiligkreuzkofel, Dolomitwand, und Abhang östlich von Enneberg.

Der wichtigste Unterschied der Tektonik von Fassa und Enneberg besteht darin, daß in Fassa die Hauptbewegungen gegen SW und SSW, in Enneberg gegen WNW und NW gerichtet waren. Dieser Unterschied hängt mit der Ablenkung des Streichens dieser Faltenbewegung in den Dolomiten gegen NW in Enneberg und gegen SW in Fassa zusammen.

Weitaus auffälliger als die Überschiebungen wirkt im Gebiet von Enneberg ein großartiges System von jüngeren Falten und Kniebiegungen, welches die gesamte verschobene Masse ergriffen hat. Dieses System streicht NW—SO, und die Falten sind steiler und kürzer gegen SW wie gegen NO. Sie sind öfters nach SSW oder SW überkippt.

Im langen Rücken südlich von der Tschenglesspitze und Costisella gibt es auf beiden Seiten des Gader Tales mehrere aneinandergereihte liegende Falten, mit denen kleine Überschiebungen nach S verbunden sind. In der Rittjochschubmasse bildet eine gegen SW gerichtete Flexur mit roten Mergeln des unteren Muschelkalks und hellem kristallinen Mendolakalk eine weithin sichtbare Landmarke.

Die Biocer Verwerfung ist vom Col Vercin bis nach Spessa im Wengental als ein Torsionsbruch aufzufassen. Später sind mehrere NW-SO-Brüche von diesem in die stark gefalteten Schichten des Gader Tales abgezweigt. Das Interessante bei der Biocer Verwerfung ist, daß sie anscheinend ziemlich genau dem Mittelschenkel der ersten Faltung zwischen der Antikline im N und der Synkline der Täler oberhalb Bioc und Pederoa folgt.

Die Aufrichtung der antiklinalen Schichtenmasse auf der Nordseite und ihre Umdrehung zur überschobenen Masse in der Bespackwiese und der Rittbergüberschiebung ist danach erfolgt.

Im untersuchten Enneberggebiet gibt es vier größere NW-SO-Gewölbe, die zum späteren Faltungssystem gehören. Sie werden von N nach S benannt: 1. die Aufwölbung des Paratschaberges, die sich in WNW-Richtung fortsetzt; der Paratschaberg ist eine Domalaufwölbung, indem er früher in ONO-WSW-Richtung gewölbt war; 2. Aufwölbung der Rittjochschubschollen mit Herunterbiegen gegen NO ins Vigiltal und gegen SW ins Wengental; 3. die Aufwölbung der „Grones" oder mittleren Scholle der NW-SO-Reihe im Gader Tal, die sich gegen NW verflacht; 4. die hohe Aufwölbung der enggedrückten liegenden Falten im Tschengles- und Costisellarücken.

Die Fortsetzung der Rittjochflexur wendet sich gegen WNW über die Compeiwiesen gegen Preromang ins Tal und zu den hochaufgewölbten Permschichten westlich von Prousch-Thurn.

Das Anstoßen sowohl dieser Falte wie jener von Paratscha und Furkel gegen den Quarzphyllit der Randzone zeigt, daß sie sich in demselben noch fortsetzen.

Die NW-SO-Deformationen bilden das jüngste zusammenhängende Faltungssystem in der Gegend und entsprechen in der tektonischen Reihenfolge dem System der NNO-SSW- und NO-SW-Falten und -Brüche im Fassagebiet.

Es wurde schon bei der Beschreibung des Fassagebietes gezeigt, daß südlich vom Langkofel die Hauptstörungszonen mit Überschiebungen gegen SSW in Beziehung stehen und daß als Folge der Faltungs- und Schubbewegungen ein allgemeines Streichen in NW-SO-Richtung das Fassagebiet beherrscht. Einzelne Schollen zeigen darin das Gegenteil, z. B. im Nordrand des Buffaure einen Schub gegen NNO, der ein Glied in demselben Deformationssystem wie der Südwestschub im Monte Dona im W und in der Marmolata im O vertritt.

Die Torsion durch dieses System veränderte das Streichen von etwa N 75—80° W Richtung in der älteren Faltung zu NW—SO in der jüngeren.

Im Langkofel wie an der Westseite des Buffaure ist die beherrschende Faltung und Schubrichtung O—W, obwohl die Cleavage, die großen Klüftungen und mehrere Sprünge NNO- und NNW-Richtungen aufweisen. Dieses mehr N-S-, respektive NNO-SSW-Streichen bedeutet neue Auffaltungen und Schubbewegungen im Sinne der NNO-SSW-Falten und -Brüche.

Wenn wir nun diese Ergebnisse mit jenen in Enneberg in Zusammenhang bringen, so erkennt man, daß die Umrisse der Faltungen und Schubbewegungen im großen ganzen sichelförmigen Kurven gleichen, die von Enneberg im N gegen W nach Fassatal im S ziehen.

Am weitesten vorgerückt ist in diesem Gebiet die Langkofel-Schubstirn. Andere Schubstirnen sind mehr minder vorgerückt, so daß zickzackförmige Grenzen entstehen. Immerhin ist es gut bemerkbar, daß die Kurven von Pitschberg und Seceda ins Enneberg hinüber SW—NO, respektive WSW—ONO, dagegen vom Langkofel- ins Fassagebiet WNW—OSO, respektive NW—SO verlaufen. Deswegen sind die dazugehörigen Querfalten- Faltungen und Verschiebungen nördlich vom Grödener Tal NW—SO und im Fassagebiet NNO—SSW gerichtet.

Die Beobachtungen über Permschichten, Quarzporphyr und Quarzphyllit machen klar, daß auch diese Schichten mit den Triasgesteinen deformiert wurden. Die ganze Mächtigkeit dieser Gebirgsmasse scheint also von O nach W gedrängt worden zu sein. Die Masse wurde nicht nur gefaltet, sondern in eine Menge von kleineren, horizontalen und vertikalen Schollen zerspalten, die sich übereinander in Bewegung setzten und ihre eigenen Systeme von reitenden Falten entwickelten.

Da ringsum die Gebiete der Permschichten, der Quarzporphyre und Phyllite aufgefaltet sind, ist das untersuchte Gebiet selber in einem breitem Becken gelegen, aus welchem die verschiedenen Schubmassen gegen W, NW oder SW bewegt worden sind.

In der Übersichtsskizze der Tektonik (Fig. 63) unterscheidet man als Hauptzüge: 1. die zerstückelten und manchmal verschobenen Antiklinen der breiten älteren Faltung in N 75—80° W Richtung, wie in den Villnöser, Grödener Joch-, Fedaja-Störungszonen; 2. den zickzackförmigen Verlauf der jüngeren NNO-SSW-Kurvenbogen, deren Auffaltungen von der Seite des Beckens zu mehreren lokalen Überschiebungen entwickelt sind. Diese haben sich immer mehr durch die Querspannungen in einzelne Einheitsgebiete verengert, so daß innerhalb des größeren Beckens eine Menge enggeschlossener tektonischer Gebiete, wie Langkofel, Buffaure, Sella vorhanden sind. Dieses größere Becken vertritt jedoch nur ein kleines Gebiet innerhalb der viel größeren Kurven der periadriatischen Bewegungen. Es zeigt aber in außerordentlich interessanter und leicht zugänglicher Weise die gebirgsbildende Mechanik von verbogenen Faltungen und Schubbewegungen.

Literatur zur Geologie der Dolomiten.

Diese Liste ist von Dr. J. Pia zusammengestellt worden. Einige Nachträge sind von der Verfasserin.

Airaghi, C.: Ammoniti triasici (Muschelkalk) del M. Rite in Cadore. (Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 24. 1905, p. 237.)

Airaghi, C.: Fossili permiani dei dintorni di Recoaro. (Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Milano, vol. 46. 1907, p. 38.)

Ampferer, O.: Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1919.)

Andrée, K.: Geologie des Meeresbodens. II. Band: Bodenbeschaffenheit, nutzbare Materialien am Meeresboden. Leipzig 1920.

Arthaber, G. v.: Vorläufige Mitteilung über neue Aufsammlungen in Judicarien und Berichtigung, den *„Ceratites nodosus"* aus dem Tretto betreffend. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1896, p. 265.)

Arthaber, G. v.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. (Lethaea geognostica, II. Teil, Das Mesozoicum; 1. Band, Trias, 3. Abteilung. Stuttgart 1905.)

Becke, F.: Glaseinschlüsse in Contactmineralien von Canzacoli bei Predazzo. (Tschermaks min. & petr. Mitt., N. F., vol. 5, 1882, p. 174.)

Becke, F.: Scheelit im Granit von Predazzo. (Tschermaks min. & petr. Mitt., N. F., vol. 14, 1895, p. 277.)

Benecke, E. W.: Über einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. (Geogn. pal. Beiträge, II., 1868.)

Bittner, A.: Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 31, 1881, p. 219.)

Bittner, A.: Nachträge zum Bericht über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 33, 1883, p. 405.)

Bittner, A.: Zur Stellung der Raibler Schichten. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1885, p. 59.)

Bittner, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. (Abh. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 14, 1890.)

Bittner, A.: Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1892, p. 50.)

Bittner, A.: Einige Bemerkungen zu A. Rothpletz's „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen". (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1894, p. 87.)

Bittner, A.: Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. (Abh. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 18, fasc. 1, 1895.)

Bittner, A.: Über *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten der unteren Trias. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 50, 1900, p. 559, Wien 1901.)

Blaas, J.: Vom Eggental. (Verh. Geol. Reichsanst., Wien 1896, p. 227.)

Blaas, J.: Die geologische Erforschung Tirols und Vorarlbergs in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Eine Besprechung der gesamten geologischen Literatur dieses Gebietes und Zeitraumes. Innsbruck 1900.

Blaas, J.: Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.

Blaas, J.: Notiz über das Mendelgebirge. (Centralbl. f. Min. usw., 1903, p. 451.)

Blaschke, F.: Die Gastropodenfauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe in Südtirol nebst einem Nachtrag zur Gastropodenfauna der roten Raibler Schichten vom Schlernplateau. (Beitr. Geol. Öst.-Ung. Or., vol. 17, 1905, p. 161.)

Böhm, J.: Über das Rhät (?) am Antelao. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 44, 1892, p. 826.)

Böhm, J.: Die Gastropoden des Marmolatakalkes. (Palaeontogr., vol. 42, 1895, p. 211.)

Boese, E. & Schlosser, M.: Ueber die mittelliasische Brachiopodenfauna von Südtyrol. (Paläontogr., vol. 46, p. 175, Stuttgart 1900.)

Broili, F.: Zur Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Centralbl. f. Min. usw., 1900, p. 369.)

Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Mit Ausschluß der Gastropoden und Cephalopoden). (Paläontogr., vol. 50, 1904, p. 145.)

Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. (Paläontogr., vol. 54, 1907, p. 69.)

Brögger, W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. (Videnskabsselsk. Skrift., I. Math.-nat. Kl., Nr. 7, Kristiania 1895.)

Bubnoff, S. v.: Die ladinische Fauna von Forno (Mezzovalle) bei Predazzo. (Verb. Naturh.-mediz. Ver. Heidelberg, N. F., vol. 14, 1921, p. 257.)

Caneva, G.: La fauna del calcare a Bellerophon. Contributo alla conoscenza dei limiti permo-triasici. (Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 25, 1906, p. 427.)

Caneva, G.: Über die Bellerophonkalkfauna. Zur Frage der Perm-Triasgrenze. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1906 I, p. 52.)

* Castiglioni, B.: Note tettoniche sulla valle del Biois (Alpi dolomitiche). (Atti Acc. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, Bd. 17, Padova 1926.)

Cathrein, A.: Über einige Mineralvorkommen bei Predazzo. (Mitteilungen aus dem mineralogischen Laboratorium des Polytechnikums in Karlsruhe. IV., Zeitschr. f. Krystallogr., vol. 8, 1884, p. 219.)

Cathrein, A.: Beiträge zur Petrographie Tirols. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1887, I, p. 147.)

Cathrein, A.: Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1890, I, p. 71.)

Chrustschoff, K. v.: Über den Granit des Mte Mulatto, Predazzo. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1885, II, p. 66.)

Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M.: Über gangförmige Eruptivbreccien aus dem Villnößtal (Südtirol). (Centralbl. f. Min. usw., 1922, p. 110.)

Cornelius-Furlani, M.: Considerazioni orogenetiche sul limite alpino-dinarico in Pusteria. (Atti Acc. Sc. Ven.-Trent.-Istr., ser. 3, vol. 12—13, 1922, p. 146.)

Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M.: Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). (Centralbl. f. Min. usw., 1924, p. 366.)

Cornelius-Furlani, M. und Cornelius, H. P.: Cenni sulla tettonica della Marmolada. (Atti Acc. Ven.-Trent.-Istr., ser. 3, vol. 16, 1925, p. 75, Padova 1926.)

* Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M.: Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1926, Beilagebd. 56, Abt. B, S. 1.)

* Diese Arbeiten konnten nicht mehr berücksichtigt werden, da der Druck des Werkes schon abgeschlossen war.

Cornelius-Furlani, M.: Zur Kenntnis der Villnösser Linie. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1924, p. 125.)
Cotta, B. v.: Alter der granitischen Gesteine von Predazzo und Monzon in Süd-Tyrol. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1863, p. 16.)
Dal Piaz, G.: Geologia dell' Antelao. (Boll. Com. Geol. d'Ital., vol. 42, 1911, p. 201.)
De Toni, A.: Illustrazione della fauna triasica di Valdepena (Cadore). (Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 2, 1913—1914, p. 113.)
Diener, C.: Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der Julischen Alpen. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 34, 1884, p. 659.)
Diener, C.: Über ein Vorkommen von Ammoniten und Orthoceren im südtirolischen Bellerophonkalk. (Sitzungsb. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 106, Abt. 1, 1897, p. 61.)
Diener, C.: Grundlinien der Struktur der Ostalpen. (Petermanns Mitt., vol. 45, 1899, p. 204.
Diener, C.: Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südosttirolischen Dolomitstöcke. (Mitt. Geogr. Ges. Wien, vol. 43, 1900. p. 25.)
Diener, C.: Über die systematische Stellung der Ammoniten des südalpinen Bellerophonkalkes. (Centralbl. f. Min. usw., 1901. p. 436.)
Diener, C.: Mitteilungen über einige Cephalopodensuiten aus der Trias der Südalpen. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1901, II, p. 23.)
Diener, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. (Bau und Bild Österreichs, S. 323. Wien 1903.)
Diener, C.: Bericht über die Exkursion (VI) in die Dolomiten von Südtirol. (Comptes rend. IX. Congr. géol. intern., Vienne 1903, vol. 2, p. 859.)
Diener, C.: Über die Fauna der Bellerophonkalke von Oberkrain. (Mitt. Geol. Ges. Wien, vol. 3. 1910, p. 307.)
Diener, C.: Geologische Untersuchungen im Bereich unserer ehemaligen Südwestfront. (Anz. Ak. Wiss. Wien, vol. 56, 1919, p. 11.)
Diener, C. u. Arthaber, G.: Dolomiten von Südtirol (Seiser Alpe, Schlern, Ampezzaner Dolomiten). (IX. Intern. Geologen-Kongr. Wien 1903, Führer f. d. Exkurs. in Österreich, Nr. VI.)
Dölter, C.: Geologische Notizen aus Süd-Tirol. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1873. p. 4.)
Dölter, C.: Vorläufige Mitteilung über Untersuchung von Dolomiten und Kalksteinen aus Süd-Tirol. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1873, p. 166.)
Dölter, C.: Bemerkungen über die Tuffbildungen in Süd-Tirol. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1873, p. 569.)
Dölter, C.: Das obere Fleimser Thal. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1874, p. 322.)
Dölter, C.: Das Monzoni-Gebirge. (Ebend. p. 380.)
Dölter, C.: Die geologischen Verhältnisse des Monzoni-Gebirges. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1875, p. 81.)
Dölter, C.: Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralfundstätten des Monzoni-Gebirges in Tirol. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 25, 1875, p. 207.)
Dölter, C.: Über die Eruptivgebilde von Fleims nebst einigen Bemerkungen über den Bau älterer Vulcane. (Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 74, Abt. I, 1876, p. 857.)
Dölter, C.: Über die chemische Zusammensetzung einiger Ganggesteine vom Monzoni. (Anz. Ak. Wiss. Wien, vol. 39, 1902, p. 229.)
Dölter, C.: Erste Mitteilung über seine Arbeiten am Monzoni in Südtirol. (Ebend. p. 285.)
Dölter, C.: Zweite Mitteilung über seine Arbeiten am Monzoni. (Ebend. p. 309.)
Dölter, C.: Chemische Zusammensetzung und Genesis der Monzonigesteine. (Tschermaks miner. u. petr. Mitt., N. F., vol. 21, 1902, p. 65 u. 191.)
Dölter, C.: Der Monzoni und seine Gesteine, I. u. II. Teil. (Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 111, 1902, 1. Abt., p. 929 u. vol. 112, 1903, 1. Abt., p. 169.)
Dölter, C.: Zur Altersfolge der Eruptivgesteine von Predazzo. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1903, p. 225.)
Dölter, C.: Exkursion nach Predazzo. (IX. Internat. Geologen-Kongr., Wien 1903, Führer f. d. Exkurs. in Österreich, Nr. X.)
Dölter, C. u. Hörnes, R.: Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. (Mit besonderer Berücksichtigung der Dolomit-Vorkommnisse Südost-Tirols.) (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 25, 1875, p. 293.)
Dölter, C. u. Hörnes, R.: Osservazioni chimico-geneticheche sulle Dolomiti del Tirolo meridionale. (Boll. Com. Geol. d'Ital., vol. 7, 1876, p. 41.)
Fabian, K.: Über einige Porphyrite und Melaphyre des Fassa- und Fleimsertales. (Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, vol. 39, 1902, p. 122, Graz 1903.)
Fabiani, R.: La regione del Pasubio. (Bacini del Leogra, del Timonchio e del Posina e parti superiori del Leno di Vallarsa e del Leno di Terragnolo.) (Pubbl. Uffic. Idrogr. R. Mag. alle Acque, No. 110, Venezia 1920.)
Fabiani, R.: Osservazioni sulla stratigrafia e sulla tettonica dei massicci montuosi del Bondone e del Roen (Alpi Tridentine). Atti Acc. Ven.-Trent-Istr., ser. 3, vol. 15, 1924, p. 7, Padova 1925.)
Folgner, R.: Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1914, p. 263.)
Fraas, E.: Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.
Frauenfelder, A.: Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. (Eclogae geologicae Helvetiae, vol. 14, Heft 2, 1916, Lausanne).
Frech, F.: Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgs-Tektonik. (Abh. Naturf.-Ges. Halle, vol. 18, 1894.)
Frech, F.: Über Diceras-ähnliche Zweischaler aus der mittleren Alpentrias. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1902 II, p. 127.)
Frech, F.: Nachträge zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias (Werfener und Cassianer Estherienschichten). (Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 1. Band, 1. Teil, Anhang: Paläont., Bd. 3, Wien 1911, Nr. 5.)
Frech, F.: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. (Result. wissensch. Erforsch. d. Balatonsees, I. Bd., 1. Teil, Anhang: Paläont., vol. 2, Wien 1912, Nr. 2.)
Frech, F.: Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes, der Cassianer und Raibler Schichten, sowie des Rhät- und des Dachsteindolomits (Hauptdolomit). (Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Anhang: Paläont., Bd. 2, Wien 1912, Nr. 6.)
Furlani, M.: Zur Tektonik der Sellagruppe in Gröden. (Mitt. Geol. Ges. Wien, vol 2, 1909, p. 445.)
Geinitz, H. B.: Über fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1869, p. 456.)
Geyer, G.: Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1900, p. 119.)
Gilbert, J. u. Churchill, G. C.: The Dolomite Mountains. Excursions through Tyrol, Carinthia u. Friuli in 1861, 1862 a. 1863. With a Geological Chapter etc. London 1864.
Gilbert, J. u. Churchill, G. C.: Die Dolomitberge. Ausflüge durch Tirol, Kärnten, Krain u. Friaul in den Jahren 1861, 1862 u. 1863. Mit einem geologischen Abschnitte. Aus dem Englischen von G. A. Zwanziger. II. Abth. Klagenfurt 1868.
Gortani, M.: La fauna degli strati a Bellerophon della Carnia. (Riv. Ital. di Paleont., vol. 12, 1906, p. 93.)
Gortani, M.: Il preteso carreggiamento delle Dinaridi sulle Alpi. (Atti Acc. Sc. Torino, vol. 58, 1923, p. 233.)
Gredler, P. V.: Der Seiser Alpen-Gletscher der Vorzeit und seine Trümmer bei Seis. (Corresp.-Bl. d. Zool.-miner. Ver. Regensburg, vol. 27, 1873, p. 6.)
Gredler, P. V.: Die Porphyre der Umgebung von Bozen und ihre mineralogischen Einschlüsse. Skizzen zu einer petrographisch-oryktognostischen Localstudie. Bozen 1895.

Gümbel, C. W. v.: Über Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Thier-Überreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien vol. 19, 1869, p. 175.)

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. I. Das Mendel- und Schlerngebirge. (Sitz. Ak. Wiss. München, Math.-phys. Kl., vol. 3, 1873, p. 14.)

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. III. Aus der Umgebung von Trient. (Sitz. Ak. Wiss. München, Math.-phys. Kl., vol. 6, 1876, p. 51.)

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. IV. Der Pechsteinporphyr in Südtirol. (Ebend. p. 271.)

Gümbel, C. W. v.: Vorläufige Mittheilung über das Vorkommen der Flora von Fünfkirchen im sog. Grödener Sandstein Südtyrols (Ullmannien-sandstein). (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1877, p. 23.)

Gümbel, C. W. v.: Die pflanzenführenden Schichten bei Neumarkt in Südtirol. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1877, p. 805.)

Guembel, C. W.: Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. VI. Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen. (Sitz. Ak. Wiss. München, Math.-phys. Kl., vol. 10, 1880, p. 164.)

Guppy: Notes on the Geology of the Corean archipelago (Nature, 1881).

Haas, H.: Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtyrol und Venetien. Kiel 1884.

Haas, H.: Über die Lagerungsverhältnisse der Juraformation im Gebirge von Fanis in Südtirol. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1887, p. 322.)

Haeberle, D.: Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. (Verh. Nat.-med. Ver. Heidelberg, N. F., vol. 9, 1908, p. 247.)

Hansel, V.: Die petrographische Beschaffenheit des Monzonits von Predazzo. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 38, 1878, p. 449.)

Hauer, F. v.: Die Cephalopoden der unteren Trias der Alpen. (Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 52, 1865, p. 605.)

Haug, E.: Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 37, 1887, p. 245.)

Haug, E.: Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol). (Beitr. z. Pal. u. Geol. Oest.-Ung. u. d. Or., vol. 7, 1889, p. 193.)

Hess H.: Die präglaziale Alpenoberfläche. II. Beobachtungen am Iseosee, im Ogliotal und in Südtirol. (Petermanns Mitt., vol. 59, p. 286, Gotha 1913.)

Hoernes, R.: Aufnahme im Oberen Villnöss-Thale und im Enneberg. (Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1874, p. 347.)

Hoernes, R.: Vorlage der Karte des oberen Villnöss- und Enneberger-Thales. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1875, p. 122.)

Hoernes, R.: Aufnahme im oberen Rienzthale (Umgebung von Toblach) und der Gegend von Cortina d'Ampezzo. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1875, p. 224.)

Hoernes, R.: Aufnahme im Quellgebiet des Rienz-Flusses. (Ebend. p. 238.)

Hoernes, R.: Aufnahmen in Sexten, Cadore und Comelico. (Ebend. p. 266.)

Hoernes, R.: Zur Genesis der Südtiroler Dolomite. (Ebend. p. 290.)

Hoernes, R.: Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg. (Zeitschr. D. u. Oe. A. V., vol. 6, 1875, 1. Abt., p. 108.)

Hoernes, R.: Vorlage von Petrefacten des Bellerophonkalkes aus Süd-Ost-Tirol. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1876, S. 38.)

Hoernes, R.: Das Erzvorkommen am Mte. Avanza bei Forni Avoltri. — Bemerkungen über die paläozoischen Gesteine des Pusterthales. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1876, p. 60.)

Hoernes, R.: Fundorte von Versteinerungen des mittleren und oberen Jura in der Umgebung von Belluno, Feltre und Agordo. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1877, S. 110.)

Hoernes, R.: Materialien zu einer Monographie der Gattung Megalodus mit besonderer Berücksichtigung der mesozoischen Formen. (Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 42, 1880, II. Abt., p. 91.)

Hoernes, R.: Zur Geologie von Predazzo. (Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 121, 1912, Abt. 1, p. 3.)

Hoppe-Seyler, F.: Ueber die Bildung von Dolomit. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 27, 1875, p. 495.)

Horn, M.: Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen. (Centralbl. f. Min. usw., 1913, p. 508.)

Horn, M.: Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. (Dissert. Königsberg, Jahresber. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur, vol. 92, I., 1914, Sekt. f. Geol. usw., p. 69, Breslau 1915.)

Howe, M. A.: The Building of "Coral" Reefs. (Science, New Ser., vol. 35, p. 837, New York 1912.)

Huber, O. v.: Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Predazzo und des Monzoni. (Zeitschr, Deutsch. Geol. Ges., vol. 51, 1899, p. 89.)

Huber, O. v.: Beitrag zu einer geologischen Karte des Fleimser Eruptivgebietes. (Jahrb. Geol. Reichanst. Wien, vol. 50, 1900, p. 395, Wien 1901.)

Ippen, J. A.: Über einige aplitische Ganggesteine von Predazzo. (Centralbl. f. Min. usw., 1902, p. 369.)

Ippen, J. A.: Über einige Gangsteine von Predazzo. (Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., vol. 111, 1902, Abt. I, p. 219.)

Ippen, J. A.: Analyse eines nephelinporphyritischen Gesteines (Allochetit) von Allochet (Monzoni). (Anz. Ak. Wiss. Wien, vol. 39, 1902, p. 287.)

Ippen, J. A.: Über den Allochetit vom Monzoni. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1903, p. 133.)

Ippen, J. A.: Über Melaphyre vom Cornon und theralitische Gesteine vom Viezzenatal bei Predazzo. (Centralbl. f. Min. usw., 1903, p. 6.)

Ippen, J. A.: Über dioritporphyritische Gesteine von Monzoni. (Ebend. p. 333.)

Ippen, J. A.: Petrographisch-chemische Untersuchungen aus dem Fleimser Eruptivgebiet. (Ebend. p. 636.)

Ippen, J. A.: Über einen Alkalisyenit von Malga Gardone (Predazzo). (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1903, II., p. 11.)

Keyserling, H. Graf.: Über ein Kohlenvorkommen in den Wengener Schichten der Südtiroler Trias. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1902, p. 57.)

Kittl, E.: Saurierfährte von Bozen. (Mitt. Sekt. f. Naturk. Oest. Tour.-Kl., vol. 3, 1891, p. 7.

Kittl, E.: Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. I.—III. Teil. (Ann. Naturh. Hofmus. Wien, vol. 6, 1891, p. 166; vol. 7, 1892, p. 35; vol. 9, 1894, p. 143.)

Kittl, E.: Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 44, 1894, p. 99.)

Kittl, E.: Die Gastropoden des Esinokalkes, nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatakalke. (Ann. Naturh. Hofmus. Wien, vol. 14, 1899, p. 1.)

Kittl, E.: 1. Geologie der Umgebung von Sarajevo. IX. Paläontologischer Anhang. 2. Die Fauna der Bellerophonschichten. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 53, 1903, p. 682.)

Kittl, E.: Die Cephalopoden der oberen Werfener Schichten von Muć in Dalmatien sowie der anderen dalmatinischen, bosnisch-herzegovinischen und alpinen Lokalitäten. (Abh. Geol. Reichsanst., Wien vol. 20, fasc. 1, 1903.)

Kittl, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. (Result. wissensch. Erforsch. des Balatonsees, 1. Band, 1. Teil; Anhang: Paläont., Bd. 2, Wien 1912, Nr. 4; Sep. Budapest 1912.)

Kittl, E.: Das Kiesvorkommen am Südosthang des Allochet (Monzoni) und einige Bemerkungen zur Entstehung der Kiese. (Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., vol. 62, 1914, p. 57 u. 77.)

Klebelsberg, R. v.: Neuere Geologische Forschungen, die südosttiroler Dolomiten betreffend. (Mitt. Geol. Ges. Wien, vol. 4, 1911 p. 156.)

Klebelsberg, R. v.: Triasreste auf dem Ritten bei Bozen. (Verh. Geol. Reichsanst., Wien, 1919, p. 71).

Klebelsberg, R.: Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. (Verh. Geol. Bundesanst., Wien, 1922, p. 45.)

Klement, C.: Über die Bildung des Dolomits. (Tschermaks miner. u. petrogr. Mitt. N. F., vol. 14, 1895, p. 526.)

Klipstein, A. v.: Vorläufige Notiz über ein bemerkenswertes neues Vorkommen von Juraversteinerungen im Gebirge zwischen Gader- und Ampezzaner Thale. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1876, p. 137.)

Klipstein, A. v.: Beiträge zur geologischen (und topographischen) Kenntniss der östlichen Alpen. Vol. I. und II. (Gießen 1843—1883.)

Kober, L.: Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. (Mitt. Geol. Ges. Wien, vol. 1 1908, p. 203.)

Kober, L.: Alpen und Dinariden. (Geol. Rundschau, vol. 5, p. 175. Berlin 1914.)

Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.

Koken, E.: Geologische Beiträge aus Südtirol. (Neues Jahrb. für Min., 1906, II, p. 1.)

Koken, E.: Zur Geologie Südtirols I. (Zentralbl. f. Min. usw. 1911, p. 561.)

Koken, E.: Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). (Abhandl. Geol. Reichsanst., Wien, vol. 16, fasc. 4, 1913.)

Kossmat, F. & Diener, C.: Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. (Jahrb. Geol. Reichsanst., Wien, vol. 60, 1910, p. 277.)

Kossmat, F.: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. (Mitt. Geol. Ges. Wien, 1913.)

Langenbeck, R.: Der gegenwärtige Stand der Korallenriffrage. (Hettners Geogr. Zeitschr., vol. 13, 1907.)

Laube, G.: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ein Beitrag zur Paläontologie der alpinen Trias. I.—V. (Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., vol. 24, 1865, Abt. II, p. 223; vol. 25, 1866, Abt. II, p. 1; vol. 28, 1868, Abt. II, p. 29; vol. 30, 1870, Abt. II, p. 1 u. 49.)

Lemberg, J.: Über die Contactbildungen bei Predazzo. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 24, 1872, p. 187.)

Lemberg, J.: Über Gesteinsumbildungen bei Predazzo und am Monzoni. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 29, 1877, p. 457.)

Leneček, O.: Über Predazzit und Pencatit. (Tschermaks miner. u. petrogr. Mitt., N. F., 12, 1891, p. 429 u. 447.)

Lepsius, R.: Die Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur außeralpinen. (Neues Jahrb, f. Min. usw., 1876, p. 742.)

Lepsius, R.: Über die Dolomite des westlichen Südtirol und die Contactzone am Tonalit-Stocke des Adamello. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 30, 1878, p. 557.)

Lepsius, R.: Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

Linck, G.: Über die Entstehung der Dolomite. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 61, 1909, Monatsberichte p. 230.)

Loretz, H.: Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Südtirol. (Neues Jahrbuch f. Min. usw., 1873, p. 271 und 337.)

Loretz, H.: Zur Geognosie der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Südtirol. (Ebenda, p. 612.)

Loretz, H.: Geologische Mittheilungen über Cadore, Fiorentinathal, Caprile und Zoldothal, Südtirol. (Ebenda, p. 854.)

Loretz, H.: Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 26, 1874, p. 377.)

Loretz, H.: Einige Petrefacten der alpinen Trias aus den Südalpen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 27, 1875, p. 784.)

Loretz, H.: Untersuchungen über Kalk und Dolomit. I. Süd-Tiroler Dolomit. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 30, 1878, p. 387.)

Lugeon, M. & Henny, G.: La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. (C. R. Ac. Sc. Paris, vol. 160, p. 365, 1915.)

May, W.: Die neueren Forschungen über die Bildung der Korallenriffe. (Zool. Zentralbl., vol. 9, p. 229, Leipzig 1902.)

Mojsisovics, E. v.: Über das Vorkommen der sogenannten „Augensteine" in den Südalpen. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1870, p. 159.)

Mojsisovics, E. v.: Über ein erst kürzlich aufgefundenes unteres Cephalopodenniveau im Muschelkalk der Alpen. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1872, p. 190.)

Mojsisovics, E. v.: Zur Unterscheidung und Parallelisierung der zwei alpinen Muschelkalk-Etagen. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1873, p. 296.)

Mojsisovics, E. v.: Über einige Trias-Versteinerungen aus den Süd-Alpen. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 23, 1873, p. 425.)

Mojsisovics, E. v.: Notizen zur Geologie des südtirolischen triadischen Tuffgebietes. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1874, p. 290.)

Mojsisovics, E. v.: Untersuchungen in der Umgebung der Seisser-Alpe und von St. Cassian. (Ebenda p. 321.)

Mojsisovics, E. v.: Referat über H. Loretz, „Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet usw." (Ebenda, p. 403.)

Mojsisovics, E. v.: Faunengebiete und Faziesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 24, 1874, p. 81.)

Mojsisovics, E. v.: Über die triadischen Pelecypoden-Gattungen *Daonella* und *Halobia*. (Abh. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 7, fasc. 2, 1874.)

Mojsisovics, E. v.: Die geologische Detailkarte der Umgebungen der Seisser-Alpe und von St. Cassian im südlichen Tirol. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1875, p. 121.)

Mojsisovics, E. v.: Das Gebiet von Zoldo und Agordo in den Venetianischen Alpen. (Ibid., p. 220.)

Mojsisovics, E. v.: Über die Ausdehnung und Structur der südosttirolischen Dolomitstöcke. (Ibid., p. 719.)

Mojsisovics, E. v.: Vorlage der geologischen Specialkarte des südöstlichen Tirols und der Provinz Belluno. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1876, p. 347.)

Mojsisovics, E. v.: Über die südtiroler Quarzporphyr-Tafel. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1878, p. 58.)

Mojsisovics, E. v.: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. Wien 1879.

Mojsisovits, E. v.: Vorlage seines Werkes: „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen". (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1879, p. 14.)

Mojsisovits E. v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. (Abhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1882, vol. 10.)

Moore, E.: The Iron Formation on Belcher Islands, Hudson Bay. (Journal of Geologie 1918, p. 424.)

Müllner, J.: Eiszeitliche Untersuchungen auf dem Toblacher Felde und im Sextenthale. (Berichte über d. wissensch. Unters. d. D. & Ö. A. V., X. Mitth. d. D. & Ö. A., vol. 23, 1897, p. 255; auch Mitth. Geogr. Ges. Wien, vol. 40, 1897, p. 866.)

Ogilvie, M. M.: Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. (Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 49, 1893, p. 1.)

Ogilvie, M. M.: Coral in the "Dolomites" of South Tyrol. (Geol. Mag., dec. 4, vol. 1, 1894, p. 1 & 49.)

Ogilvie Gordon, M. M.: The Torsion-Structure of the Dolomites, with description and map of Sella Massive. (Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 55, 1899, p. 560.)

Ogilvie Gordon, M. M.: The Torsion-Structure of the Dolomites. (Nature, vol. 59, 1899, p. 262.)
Ogilvie Gordon, M. M.: On Sigmoidal Curves in the Earth's Crust. (Nature, vol. 60, 1899, p. 611.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Über die obere Cassianer Zone an der Falzarego-Straße (Südtirol). (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1900, p. 306.)
Ogilvie Gordon, M. M.: On the Fauna of the Upper Cassian Zone in Falzarego Valley, South Tirol. (Geol. Mag., dec. 4, vol. 7, 1900, p. 337.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Monzoni and Upper Fassa. (Geol. Mag., dec. 4, vol. 9, 1902, p. 309.)
Ogilvie Gordon, M. M.: The Geological Structure of Monzoni and Fassa. (Transact. Edinburgh Geol. Soc., vol. 8, 1903, Spec. Numb.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Vorläufige Mitteilung über die Überschiebungsstruktur im Langkofelgebiete. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1907, p. 263.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Preliminary Note on Overthrust Structure at Langkofel in the Dolomites. (Geol. Mag. dec. 5, vol. 4, 1907, p. 408. and Dec. 5, vol. 6, 1909, p. 488.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Die Überschiebungsmassen am Langkofel und im oberen Grödner Tal. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1909, p. 297.)
Ogilvie Gordon, M. M.: The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. (Transact. Edinburgh Geol. Soc., vol. 9, Append. 1909—1910 with map and sections of Langkofl Massive.
Ogilvie Gordon, M. M.: Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Gröden. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1910, p. 219.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Geologische Profile vom Grödental und Schlern. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1910, p. 290.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Über Lava-Diskordanzen und Konglomerat-Bildungen in den Dolomiten Südtirols. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1911, p. 212.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Grödengebietes. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1913, p. 163.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1925, p. 187.)
Ogilvie Gordon, M. M.: Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1925, p. 203.)
Osann, A. und Hlawatsch, C.: Über einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo. (Tschermaks miner u. petrogr. Mitt., N. F., vol. 17, 1898, p. 556.)
Pelloux, A.: La miniera di scheelite della Bedovina in Val di Fiemme. (Venezia Tridentina.) (La Min. Ital., vol. 3, p. 91, Roma 1919.)
Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909, III. B.
Penck, W.: Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. (Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilagebd. 32, 1911, p. 239.)
Penck, W.: Studien im Eruptivgebiet von Predazzo. (Mitt. Geol. Ges. Ges. Wien, vol. V, 1912, p. 8.)
Penck, W.: Die Melaphyrausbrüche von Buffaure. (Ibid. p. 20.)
Pfaff, F. W.: Beiträge zur Erklärung über die Entstehung des Magnesits und Dolomits. (Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilagebd, 9, 1894, p. 485.)
Pfaff, F. W.: Über Dolomitbildung. (Centralbl. f. Min. usw., 1903, p. 659.)
Pfaff, F. W.: Über Dolomit und seine Entstehung. (Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilagebd. 23, 1907, p. 529.)
Philipp, H.: Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 56, 1904, p. 1.)
Philippi, E.: Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in den heutigen Meeren. (Neues Jahrb. f. Min. usw., Festband, Stuttgart 1907, p. 397.)
Pia, J.: Neue Studien über die triadischen *Siphoneae verticillatae* (Beitr. Pal. Geol. Öst.-Ung. Or., vol. 25, 1912.
Pia, J.: Die *Siphoneae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. (Abhandl. Zool.-bot. Ges. Wien, vol. 11, fasc. 2, 1920.)
Pia, J.: Die Diploporen der Trias von Süddalmatien. (Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Ab. 1, Bd. 133, Heft 7 u. 8, 1924.
Pichler, A.: Beiträge zur Geognosie von Tirol. XXIV. Zur Trias in Südtirol. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 20, 1870, p. 273.)
Pichler, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1875, p. 926; 1878, p. 185; 1880, I, p. 172.)
Polifka, S.: Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Schlern-Dolomites. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 36, 1886, p. 595.)
Proboscht, H.: Über den Analcim-Melaphyr von Pizmeda. (Centralbl. f. Min. usw., 1904, p. 79.)
Proboscht, H.: Zur Petrographie des Fassatales. (Centralbl. f. Min. usw., 1905, p. 46.)
Rath, G. v.: Über den Monzoni im südöstlichen Tyrol. (Verh. Nat. Vor. Preuß. Rheinlande, vol. 32, Sitzungsber, Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk., 1874, p. 85. Bonn 1875.)
Rath, G. v.: Beiträge zur Petrographie. II. Über die Gesteine des Monzoni. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 27, 1875, p. 343.)
Rath, G. v.: Bemerkungen zu Dr. C. Dölters Arbeiten über das Monzonigebirge. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1875, p. 247.)
Read, A.: Die Gastropoden der Pachycardien-Tuffe. Vorläufige Mitteilung. (Centralbl. f. Min. usw., 1905, p. 176.)
Reyer, E.: Über die Tektonik der granitischen Gesteine von Predazzo. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1880, p. 231.)
Reyer, E.: Über Predazzo. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1880, p. 232, 304; 1881, p. 83.)
Reyer, E.: Predazzo. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 31, 1881, p. 1.)
Richthofen, F. v.: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
Richthofen, F. v.: Über Mendola-Dolomit und Schlern-Dolomit. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 26, 1874, p. 225.)
Romberg, J.: Vorarbeiten zur geologisch-petrographischen Untersuchung des Gebietes von Predazzo (Südtyrol). (Sitzungsb. Ak. Wiss. Berlin, 1901 I, p. 457).
Romberg, J.: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo und Monzoni, I—III. (Sitz. Ak. Wiss. Berlin, 1902 I, p. 675; 1902 II, p. 731; 1903 I, p. 43.)
Romberg, J.: Zur Richtigstellung. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1903, p. 245.)
Romberg, J.: Zur Abwehr. (Centralbl. f. Min. usw., 1903, p. 497).
Romberg, J.: Über Melaphyr und Camptonit aus dem Monzonigebiet. (Centralbl. f, Min. usw., 1904, p. 275.)
Romberg, J.: Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. (Abh. Preuß. Ak. Wiss., Berlin, 1904, Anhang, Physik. Abh., Nr. V.)
Rothpletz, A.: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. Stuttgart 1894.
Rothpletz, A.: Erläuterungen zu der geologischen Excursion auf die Seiser Alpe und den Schlern. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 51, 1899, Verh., p. 105.)
Sacco, F.: L'italianità geologica della Venezia Tridentina e dell'Adriatico. (La Geografia, vol. 3, p. 102, Novara e Roma 1915.)
Salomon, W.: Über den geologischen Bau und die Fossilien der Marmolata. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1893, p. 89.)
Salomon, W.: Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. (Paläontogr., vol. 42, 1895, p. 1.)
Salomon, W.: Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. (Abh. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 21, fasc. 1 u. 2, 1908—1910.)
Scheerer, Th.: Vorläufiger Bericht über krystallinische Silikatgesteine des Fassa-Tales und benachbarter Gegenden Südtyrols. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1864, p. 385.)
Scheerer, Th.: Beiträge zur Erklärung der Dolomitbildung mit besonderer Hinsicht auf die Dolomite Süd-Tyrols. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1866, p. 1.)

Schellwien, E.: Vorläufiger Bericht über eine von Herrn F. Kossmat und ihm im alpinen Bellerophonkalk aufgefundene neue Fauna. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 57, 1905, Monatsber., p. 357.)
Schwinner, R.: Dinariden und Alpen. (Geol. Rundschau, vol. 6, p. 1, Berlin 1915.)
Schwinner, R.: Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1915, p. 135.)
Schwinner, R.: Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. (Mitt. Geol. Ges. Wien, vol. 8, 1915, p. 178.)
Schwinner, R.: Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (SO-Tirol). (Ostalpine Formenstudien, Abt. 3, H. 2, Berlin 1923.)
Sigmund, A.: Petrographische Studie am Granit von Predazzo. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 39, 1879, p. 305.)
Skeats, E. W.: On the Chemical and Mineralogical Evidence as to the Origin of the Dolomites of Southern Tyrol. (Quart. Journ. London. Geol. Soc., vol. 61, 1905, p. 97.)
Sollas, W. J.: The Age of the Earth and other Geological Studies. IV. Funafuti: the Study of a Coral Atoll. V. Funafuti: a Sequel. London 1905.
Spitz, A.: Die Nonsberger Störungsbündel. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 69, 1919, p. 205.)
Stache, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1874, p. 214 u. 345.)
Stache, G.: Vertretung der Permformation in den Süd-Alpen. (Ibid. p. 365.)
Stache, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Versuch einer kritischen Darlegung des Standes unserer Kenntnisse von den Ausbildungsformen der vortriadischen Schichtencomplexe in den österreichischen Alpenländern. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 24, 1874, p. 135 u. 333.)
Stache, G.: Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 27, 1877, p. 271 u. vel. 28, 1878, p. 93.)
Stache, G.: Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1878, p. 104.)
Staub, R.: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. (Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lfg. 82, Bern 1924.)
Steinmann, G.: Pharetronen-Studien. (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1882 II, p. 139.)
Stiny, J.: Zur Eiszeitgeologie von Predazzo und Primör. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1919, p. 302.)
Stur, D.: Eine Excursion in die Umgebung von St. Cassian. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 18, 1868, p. 529.)
Sueß, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. (Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., I. Gruppe, vol. 57, 1868, p. 230 u. 763.)
Sueß, E.: Über das Rothliegende im Val Trompia. (Sitz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., I. Abt., vol. 59, 1869, p. 107.)
Sueß, E.: Die Entstehung der Alpen. Wien 1875.
Taramelli, T.: Se le Dinaridi costituiscano realmente una massa carreggiata. (Rend. Ist. Lombardo Sc., 1912, ser. 2, vol. 45, p. 1009, Milano 1913.)
Taramelli, T.: Storia geologica del Trentino. (La Min. Ital., vol. 1, p. 65, Roma 1917.)
Termier, P.: Sur la structure des Alpes orientales: rapports des Dinarides et des Alpes. (Comptes rend. Ac. Sc. Paris, vol. 175, 1922, p. 1173.)
Tommasi, A.: Contributo alla fauna del calcare bianco del Latemar e della Marmolata. (Atti Acc. Agiati di Rovereto, ser. 3, vol. 1, p. 77, 1895.)
Tornquist, A.: Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio. (Zeitschrift d. D. Geol. Ges., 1898.)
Tornquist, A.: Das vicentinische Triasgebirge. Eine geologische Monographie. Stuttgart 1901.
Tornquist, A.: Die „Buchensteiner Schichten". (Centralbl. f. Min. usw., 1916, p. 130.)
Trener, G. B.: Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge. (Verh. Geol. Reichsanst., 1904, p. 390.)
Trener, G. B.: Le miniere argentifere di Trento. (La Min. Ital., vol. 1, p. 59, 99, 296, Roma 1917.)
Tschermak, G.: Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. (Preisschr. Ak. Wiss. Wien, 1869.)
Uhlig, V.: Über Neocom vom Gardenazza-Stock in Südtirol. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1887, p. 156.)
Uhlig, V.: Über neocome Fossilien von Gardenazza in Südtirol, nebst einem Anhang über das Neocom von Ischl. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 37, 1887, p. 69.)
Vacek, M.: Vorlage der geologischen Karte des Nonsberges. (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1882, p. 42.)
Vacek, M.: Einige Bemerkungen zu Folgners „Paganellalinie". (Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1915, p. 138.)
Vardabasso, S.: Nuovi rinvenimenti di materiali piroclastici nei dintorni di Moena e loro importanza per la interpretazione tettonica della regione. Contributo alla conoscenza del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nel Trentino. (Atti Ist. Veneto Sc. etc., vol. 83 II, 1923—1924, p. 849. Venezia 1924.)
Vardabasso, S.: Risultati di nuove ricerche sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nel Trentino. (Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 43, 1924, p. 170.)
Vardabasso, S.: Di un incluso calcareo a minerali di contatto nella monzonite di Predazzo. (Atti Acc. Sc. Ven.-Trent.-Istr., vol. 15, 1924, p. 55, Padova 1925.)
Vinassa de Regni, P.: Le miniere e i minerali utili del Trentino e dell'alto Adige. (Atti Soc. Ital. del progresso delle sc., 10 a riunione, Pisa 1919, p. 32, Roma 1920.)
Voltz, W.: Die Korallen der Schichten von St. Cassian in Süd-Tirol. (Frech & Voltz: Die Korallenfauna der Trias. Paläontogr., vol. 43, 1896, p. 1.)
Waagen, L.: Brachiopoden aus den Pachycardientuffen der Seiser Alpe. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 53, 1903, p. 443, Wien 1904.)
Waagen, L.: Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm nebst vergleichend paläontologischen und phylogenetischen Studien. (Abhandl. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 18, fasc. 2, 1907.)
Walther, J.: Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstraße. Sedimentstudien im tropischen Litoralgebiet. (Petermanns Mitth. Ergänzungsheft 102, Gotha 1891.)
Weber, M.: Petrographische Untersuchungen im Monzonigebiet. Die Kontaktverhältnisse vom Monzonital nach Allochet. (Dissert. München, 1899. Würzburg 1899.)
Weber, M.: Beiträge zur Kenntnis des Monzonigebietes. (Centralbl. f. Min., 1901, p. 673.)
Weller, O.: Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. (Diss. Tübingen, 1920.)
Wiedemann, F.: Aus dem Fassathal. (Zeitschr. d. D. & Oest. A. V., vol. 3, 1872, p. 117.)
Wilckens, R.: Paläontologische Untersuchung triadischer Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol. (Verh. naturh.-med. Ver. Heidelberg, N. F., vol. 10, 1909, p. 81.)
Winkler, A.: „Das mittlere Isonzogebiet". (Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 1920.)
Winkler, A.: Über den Bau der östlichen Südalpen. (Mitt. Geol. Ges. Wien 1924.)
Wissmann, H. L. und Münster, G. Graf zu: Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirol's, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. (Münsters Beiträge zur Petrefactenkunde, fasc. 4, Bayreuth 1841.)

Wittenburg, P. v.: Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols. (Neues Jahrb. f. Min. 1908, I, p. 16.)

Wittenburg, P. v.: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. (Geol. & Paläont. Abhandl., N. F., vol. 8, d. g. R. vol. 12, fasc. 5, Jena 1908.)

Wittenburg, P. v.: Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols, mit Berücksichtigung der Schichten von Wladiwostok. (Centralbl. f. Min. usw., 1908, p. 67).

Wöhrmann, S. v.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, vol. 43, 1893, p. 617.)

Wöhrmann, S. v. und Koken, E.: Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. (Zeitschr. d. D. Geol. Ges., vol. 44, 1892, p. 167.)

Wolff, F. v.: Vorstudien zu einer geologisch-petrographischen Untersuchung des Quarzporphyrs der Umgegend von Bozen (Südtirol). (Sitzungsb. Ak. Wiss. Berlin, 1902 II, p. 1044.)

Wolff, F. v.: Bericht über die Ergebnisse der petrographisch-geologischen Untersuchungen des Quarzporphyrs der Umgegend von Bozen. (Sitzungsb. Ak. Wiss. Berlin, 1905 II, p. 1043.)

Wolff, F. v.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs". I. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems in der Umgegend von Bozen (Südtirol). (Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilagebd. 27, 1909, p. 72.)

Zehenter, J.: Die Mineralquellen Tirols mit vorzüglicher Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung auf Grund der vorhandenen Daten. (Zeitschr. d. Ferdinandeums, Ser. 3, fasc. 37, Innsbruck 1893, p. 1.)

Zittel, K. A. v.: Über die Entwicklung der Wengener, St. Cassianer und Raibler Schichten auf der Seiser Alp in Tirol. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., vol. 51, 1899, Verhandl., p. 102.)

Zittel, K. A. v.: Über Wengener-, St. Cassianer- und Raibler-Schichten auf der Seiser Alpe in Tirol. (Sitz. Ak. Wiss. München Math.-phys. Kl., vol. 29, 1899, p. 341.)

Blick gegen W auf die Gipfel von Seceda und Raschötz.

Fig. 1.

Quarzporphyr des Raschötzplateaus: Im Vordergrund rechts die permischen Schichten am Brogles Paß, überlagert von den Triasschichten der Seceda (Werfener Schichten — Buchensteiner Schichten). *Wf* = Werfener Schichten, *UM* = unterer Muschelkalk, *OM* = oberer Muschelkalk einschließlich *MD* = Mendoladolomit und bituminöse Mergel und Kalke, *Bu K* = Buchensteiner Kalke.

Westseite des Seceda Gipfels.

Fig. 2.

S = unregelmäßig verlaufende Schubfläche, *Br* = Brüche in der überschobenen Masse, + = Hebung, − = Senkung, *Bell K* = Bellerophonkalk mit Gips, *Wf* = Werfener Schichten, *UM* = unterer Muschelkalk, *MD* = Mendoladolomit, *Bu K* = Buchensteiner Kalke.

Blick von der Seceda gegen S auf Grödental und Seiser Alpe.
(Im Hintergrunde die Rosengartengruppe.)

Fig. 3.
Im Vordergrund die Schichtfolge der Westseite der Abstürze unterhalb der Aschkler Alpe.
AP = Augitporphyrit zuoberst, *BuK* = Buchensteiner Kalke, *BiM* = bituminöse Mergel, *MD* = Mendoladolomit.

Ostseite des Secedagipfels.

Fig. 4.
MD = Mendoladolomit, *BiM* = bituminöse Mergel, *BuK* = Buchensteiner Kalke.

Tafel II

Dünnschliffbilder von Eruptivgesteinen.

Dünnschliffbilder von Eruptivgesteinen.

Von Dr. J. Evans zusammengestellt.

1 Andesitische Lava mit Einschluß zahlreicher eckiger Bruchstücke eines dunkelbraunen glasigen Gesteins. Südlich von Sass Biane (2340 *m*) in Val Roseal, S Buffaure . 25mal vergrößert

2 Dasselbe . . . . . 85mal vergrößert

3 Andesit. Einsprenglinge von Labradorit. Dunkle Grundmasse mit Leisten von Oligoklas. Südlich von Sass Biane (2380 *m*) in Val Roseal. S Buffaure 85mal vergrößert

4 Andesit mit Einsprenglingen und Leisten von Oligoklas; gerundete Einschlüsse von Kalzit. Sass Negro (2480 *m*). Südseite des Collaz . . 25mal vergrößert

5 Dasselbe. Bild der Grundmasse . . 85mal vergrößert

6 Andesit mit feldspatreicher Grundmasse. W Buffaure oberhalb des Bergrutsches, südöstlich von Mazzin (1750 *m*) . . . . . 25mal vergrößert

7 Lagergang(?) mit Einschlüssen von Bruchstücken aus Lava und Kalk. Unterhalb der Dui-Hütten (1760 *m*), Val Grepa. Buffaure . . . . . 25mal vergrößert

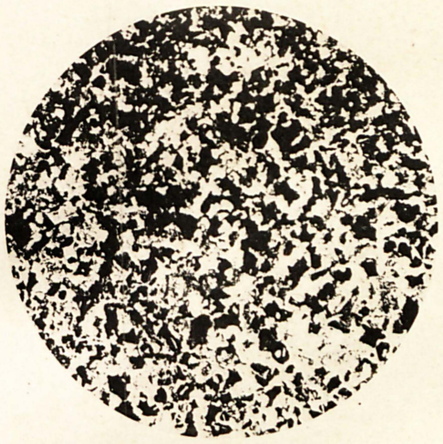
8 Radial zusammengesetzte Feldspatkristalle. Ciamol (2080 *m*). Nördlich von Bel Col. Buffaure 25mal vergrößert

9 Agglomeratisch-porphyritische Augite 25mal vergrößert

10 Lava mit Einsprenglingen von Labradorit und Leisten von Oligoklas in augitreicher Grundmasse. Mendolahorizont, Monte Dona, westlich von Campitello 25mal vergrößert

11 Einsprenglinge von Olivin, vielleicht allotriomorph, die porphyritischen Feldspate und jene der Grundmasse scheinen Oligoklase zu sein. Die Grundmasse weist Zeichen von Zermalmung auf. Ganz am Abhang nordöstlich der Stelle, wo der Pfad den Bach oberhalb von Campestrin quert (1680 *m*) . . 25mal vergrößert

12 Schmaler Gang in derselben Nachbarschaft (1640 *m*). Er scheint aus Material zu bestehen, das bei der Gebirgsbildung zermalmt wurde. Braust mit Säure lebhaft auf und umschließt kleine Bruchstücke von Kalzit 85mal vergrößert

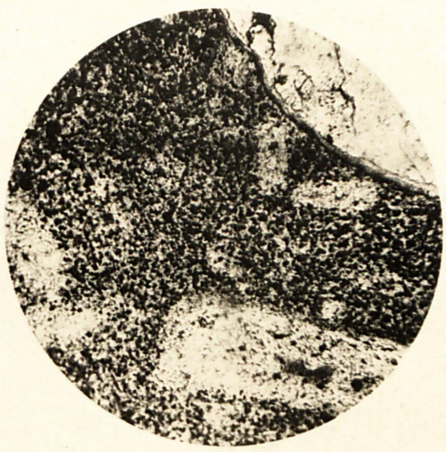


1

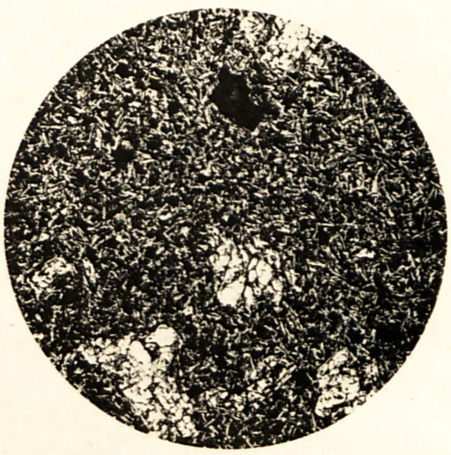
2

3

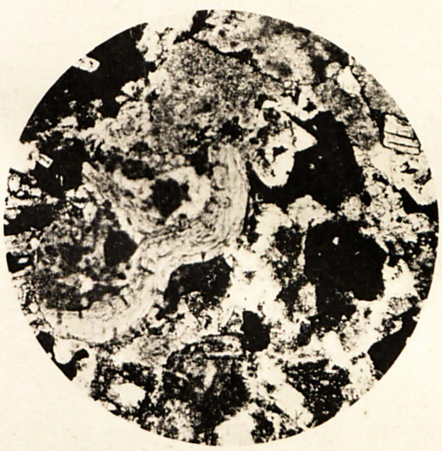
4



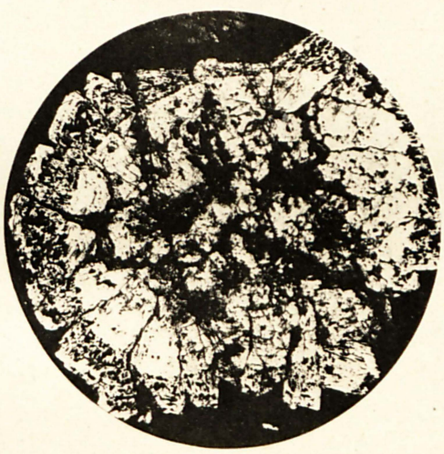
5



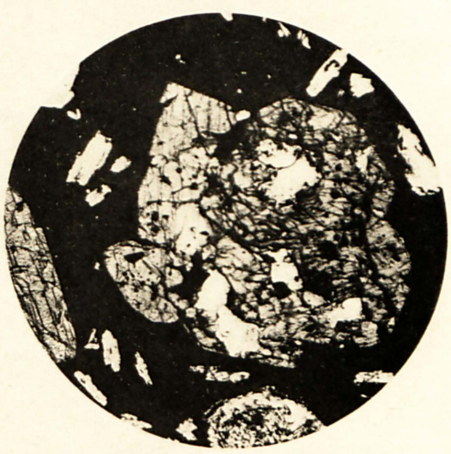
6



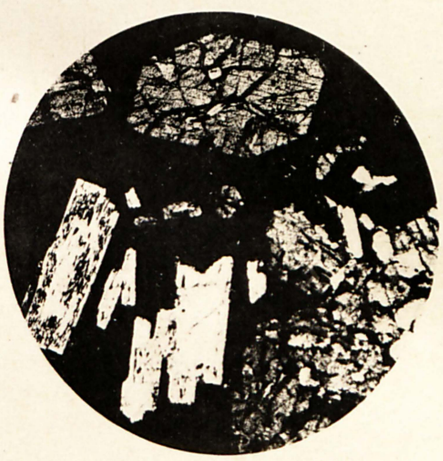
7



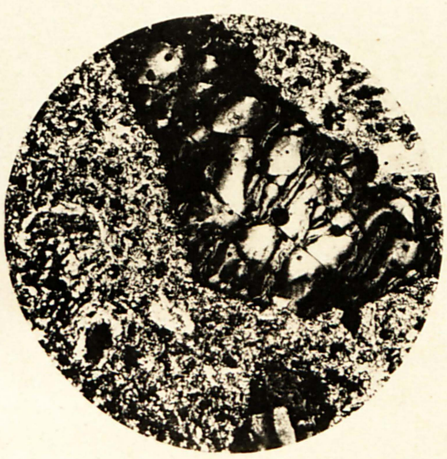
8



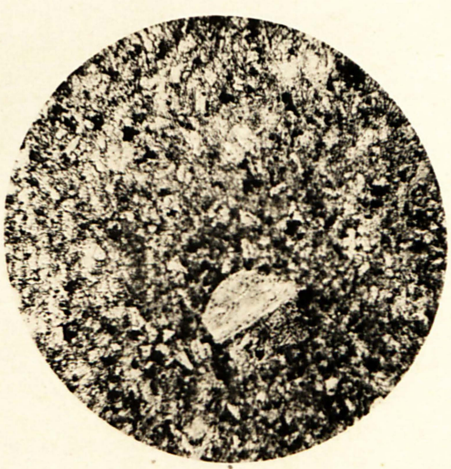
9



10



11



12

Intrusive Gesteine am Vardahang (Buchensteiner Tal).
Lagergänge und Gänge von Augitporphyrit und Eruptivbreccien.

Fig. 5.
AP = Augitporphyrit, *Aggl* = Eruptivagglomerate,
K = Einschlüsse von Kalken.

Intrusive Gesteine am Vardahang (Buchensteiner Tal).
Eindringungsfolge der Mitteltrias.

Fig. 6.
Wf = obere Horizonte der Campilschichten, *UM* = rote Mergel des unteren Muschelkalks, *MK* = Mendolakalk, *BuK* = Buchensteiner und verbogene Schichten und Trümmer des obersten Muschelkalks, *Aggl* = eruptive Agglomerate mit Einschlüssen von verschiedenen Sedimenthorizonten.

Ausbildungsformen von Eruptivgesteinen.
Augitporphyrit mit Blockstruktur im Frommbachgraben.

Fig. 8.
Blockstruktur des Augitporphyrits in der Nordbank des Frommbachgrabens (Westseite der Seiser Alpe).

Ausbildungsformen von Eruptivgesteinen.
Augitporphyrit mit Pfeilerstruktur — Puflatschgipfel.

Fig. 7.
Hauptbank des Augitporphyrits an der Nordseite des Puflatsch zwischen Seiser Alpe und Grödener Tal.

Intrusivgesteine — Typen von groben Eruptivbreccien.
Osthänge von Sass d'Arbacia — O. Rodella.

Fig. 10.
Vertikalgang von Block- und Tuffporphyrit in Mendoladolomit. Agglomerate im Kontakt (*Agal*) mit Einschlüssen von Kalken.

Intrusivgesteine — Typen von groben Eruptivbreccien.
Osthänge von Sass d'Arbacia — O. Rodella.

Fig. 9.
S = Gang von Tuff- und Porphyrit-Agglomeraten zwischen unterem Muschelkalk (*UM*) und Mendoladolomit (*MD*) mit zahlreichen Kalkeinschlüssen in der Nähe der Kalke.

Seceda, Westwand des Gipfels.

Fig. 11.
Im Vordergrund rechts ein Gang von Augitporphyrit *(A P)* intrudiert in Mendola-Dolomit *(M D)* und bituminöse Kalke und Mergel unterhalb der Buchensteiner Kalke *(Bu K)*.

Frommbachgraben.

Augitporphyrit mit Pfeilerstruktur als Lagergang innerhalb der Buchensteiner Knollenkalke.

Fig. 12.
Der Porphyritgang ist in Kontakt mit unteren Horizonten der Buchensteiner Kalke (rechte Seite der Photographie).

Die Nordwestgipfel des Schlernmassivs.

(Beachte die Flexuren in dem untersten Band von Schlerndolomit.)

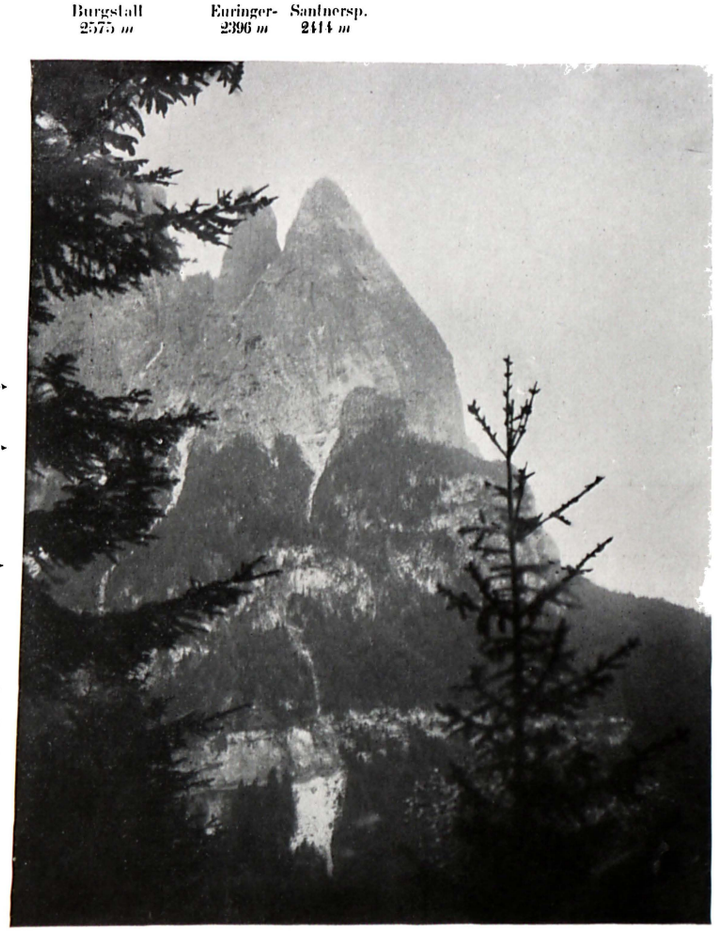


Fig. 15.

Übergang der Fazies in der oberen Buchenstein-, Wengen-, Cassianperiode von Laven-Tuffen-Kalken auf der Nordostseite in Schlerndolomit auf der Südwestseite. Die *SD*-Fazies begann hier in der Buchensteinzeit, wich in der oberen Buchensteinperiode der Eruptionstätigkeit in der Seiser Alpe wenig nach S zurück noch weiter in der Wengener Zeit und rückte in der Cassianer Zeit wieder vor.

Fermedatürme — Geißlergruppe.

Fig. 13.

MD = Mendoladolomit, *Bi M* = bituminöse Mergel, *Cip D* = Cipildolomit und -kalk, *SD* = Schlerndolomit.

Im Vordergrunde ist die Mergel- und Kalkfazies der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten (Cipitkalkterrassen eingeschlossen); im Hintergrund sind dieselben Horizonte in der Geißlergruppe in Dolomitfazies vertreten, Mendoladolomit und bituminöser Mergel an der Basis.

Grobe Tuffkonglomerate im Saltrietal, zirka 1580 *m*.

Fig. 14.

Buchensteiner Knollenkalke in der Talsohle, überlagert von hohen Wänden grob-geschichteter Konglomeratfelsen (Bu + AP = „Explosionstrümmer" Weller), weiter von Tuffen und Laven.

Saltrietal.

Fig. 16.

Pia phot.

Gefaltete Buchensteiner Schichten auf der linken Seite des Saltriebaches unmittelbar ober der Brücke bei 1540 *m*.

Fig. 17.

Pia phot.

Grenze eines Ganges von Augitporphyrit gegen Buchensteiner Kalke. Saltrietal.

Fig. 19.

Pia phot.

Nordhänge des Mantellogipfels zur Duronpaß Verwerfung zwischen Schlerndolomit des Mantello und Tuff und Lava des Camerloi und Monte Donahangs im N. (Vergleiche Fig. 21.)

S. Buffaure Fazies, Tuffe der Mairinswand.

Fig. 20.

Mairins Wand in Südbuffaure: die obere Kante aus Marmolatakalk ist von Tuff und Lava durchbrochen.

Schlerndolomit-Fazies südlich des Duron Passes.

Fig. 18.

Vajolelgruppe im W. Dirupi di Larsee und Roe di Giampie gegen O. im Hintergrund zwischen diesen die Cima di Lausa und das Antermojaplateau. Die Gipfelhöhen liegen zwischen 2700 bis 2900 *m*.

Auskeilen des Schlerndolomits von Dociurill innerhalb von Palagonittuffen der Dona Hänge nördlich des Duron Passes.

Fig. 21.

Faziesgrenze der eruptiven und dolomitischen Gesteine im S der Monte-Dona Gruppe. Im Hintergrund die dunklen Felsen des Buffaure Massivs an der Ostseite des Fassatales; noch weiter zurück das Marmolata Massiv.

Faziesgrenze an den Osthängen von Sot Cresta nördlich von Al Vidoi.

Fig. 22.

Faziesgrenze von Tuff und Dolomit oberhalb der dünn geschichteten Buchensteiner Kalke. Die Kalke haben Einschaltungen von Tuffen.

Rodella. Ostseite des Gipfels gegen die N-S-Verwerfung.

Fig. 24.

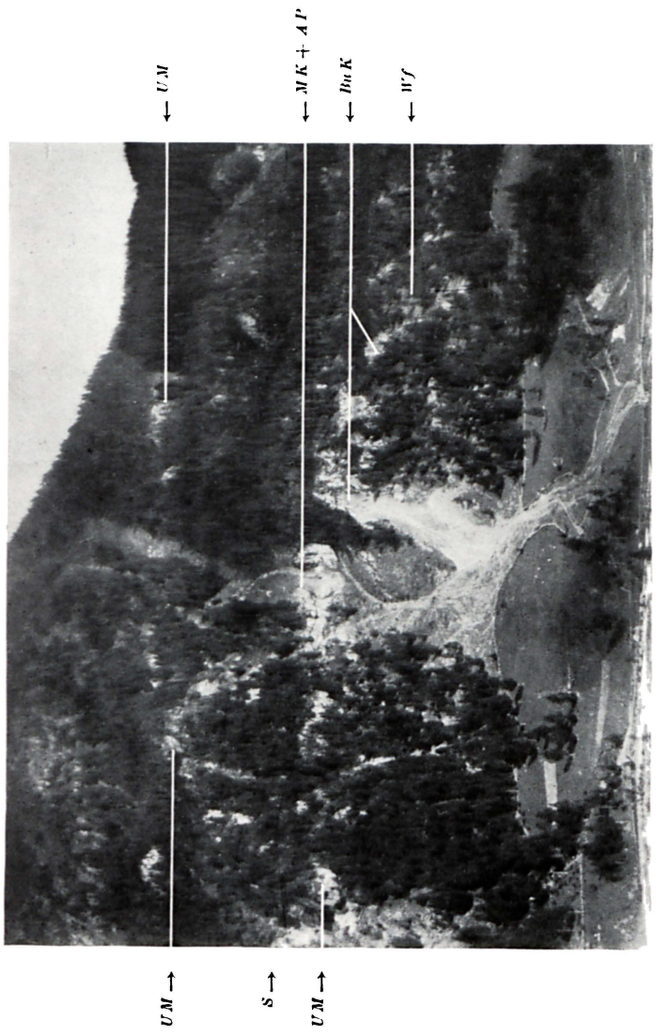
Eine vertikale N-S-Verwerfung senkt die Marmolatakalke und -tuffe auf der Ostseite (Vordergrund), verschiebt dieselben seitlich südwärts und zeigt die Fazies grenze.

V = Verwerfung, *Mor* = Marmolatakalk, *Wg* = Wengener Tuffe.

Schubfläche unter den Buchensteiner Schichten des Rodellagipfels (2486 *m*) südlich des Sellajochs.

Fig. 23.

S = Schubfläche zwischen überschobenen Buchensteiner (*BuK*) und bituminösen Kalken (*BtK*) und unterschobenem unteren Muschelkalk (*UM*) mit Fossilien, *Mor* = Marmolatakalk liegt auf Buchensteiner Schichten und formt den Gipfel, *Wg* = Wengener Tuffe ungleichförmig auf Marmolatakalk, *Wf* = Werfener Schichten gleichförmig unterhalb des unteren Muschelkalks.



S-W-Buffaure. Ansicht der Wasserrunse ober Pont da Toal; Fontanive Abhang.

Fig. 25.

Werfener Schichten nehmen den Mittelteil der Runse ein, überlagert von gestörten unterem Muschelkalk und Mendolakalk, durchdrungen von Lagergängen und Gängen; rechts ist eine gesenkte und unterschobene Masse von Buchensteiner Kalken. In einem höheren Niveau sind Werfener Schichten und unterer Muschelkalk überkippt und überschoben über Mendolakalk und Eruptivgesteine mit Tuffen und werden überlagert von einem höheren Band von Mendolakalk und Eruptivgesteinen.

S = Schubfläche, Wf = Werfener Schichten, BuK = Buchensteiner Kalk, UM = unterer Muschelkalk, MK = Mendolakalk. AP = Augitporphyrit.

Vertikale Gänge und Lagergänge in Mendolakalk ober Pont da Toal (Avisiobrücke bei 1316 *m*).

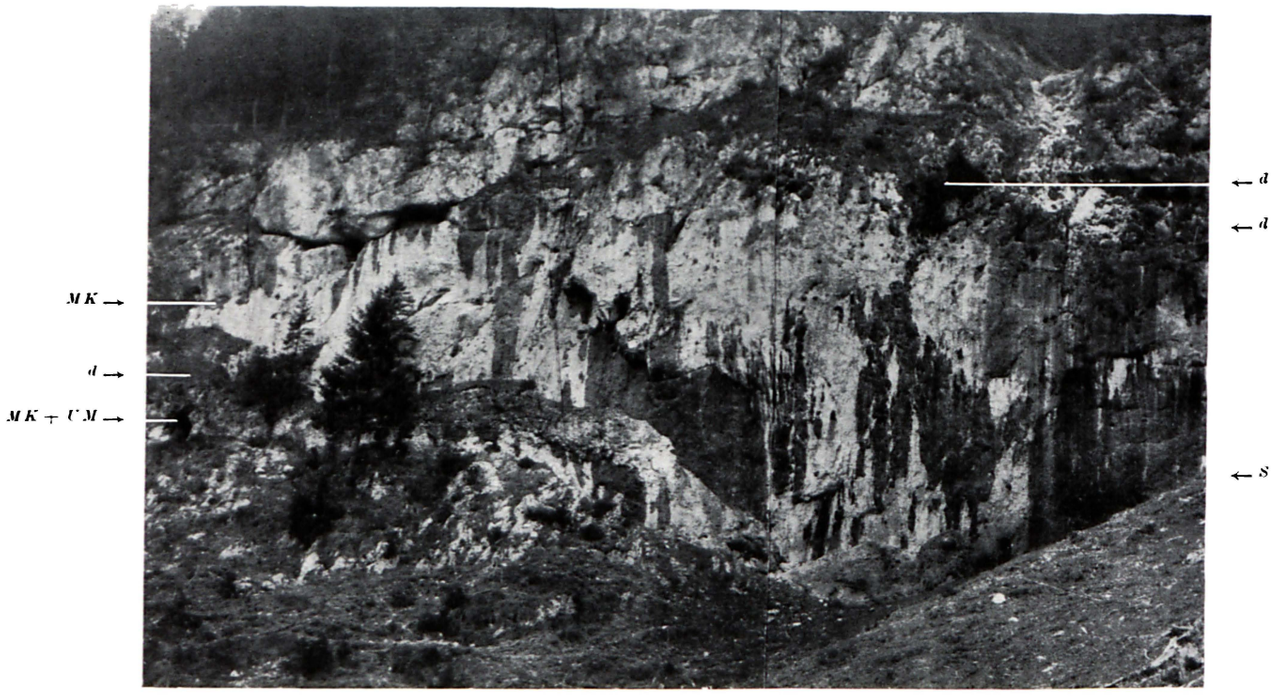


Fig. 26.

Wasserrunse und Wasserfall über Helle Felsen.

MK = Mendolakalk mit schwarzen Wasserstriemen. d = eckige schwarze Flecken = intrusiver Augitporphyrit. UM = unterer Muschelkalk in Linsen an der Basis des Mendolakalks.

Nordhänge des Buffaure Massivs.
Nordhang von Col Pelos bei ca. 2120 *m* am Fuß der Felsen.

Fig. 27.
Gruppe von oberen Buchensteiner Knollenkalken und Tuffen durchdrungen von Tuffen- und Mandelsteinlava des Ciamoltypus.

Nordhänge des Buffaure Massivs.
Aufschluß am Nordabhang von Col Pelos.

Pia phot. Fig. 28.
Mel = intrusiver, tuffartiger weicher Melaphyr
BuK = plattige, hornsteinreiche Buchensteiner Kalke
Die Photographie stellt einen Teil der rechten Seite von Photographie 27 aus der Nähe dar.

S. Buffaure, Faziesgrenze, Nordseite des Val Nicolo
I Mairinswand. Alter Spaltenrand.

Fig. 29.
Die Mairinswände bestehen aus Marmolatakalk, der überlagert wird in den höheren Horizonten von Tuffen und dünnen Lavalagen, in den tieferen Horizonten in steilem Kontakt mit groben Lava- und Tuffagglomeraten steht oder von Lagergängen und Gängen der Gruppe I durchsetzt wird.

S. Buffaure, Nordseite des Val Nicolo.
II Val Roseal östlich von Mairins.
Roseal-Verwerfung (NNO—SSW).

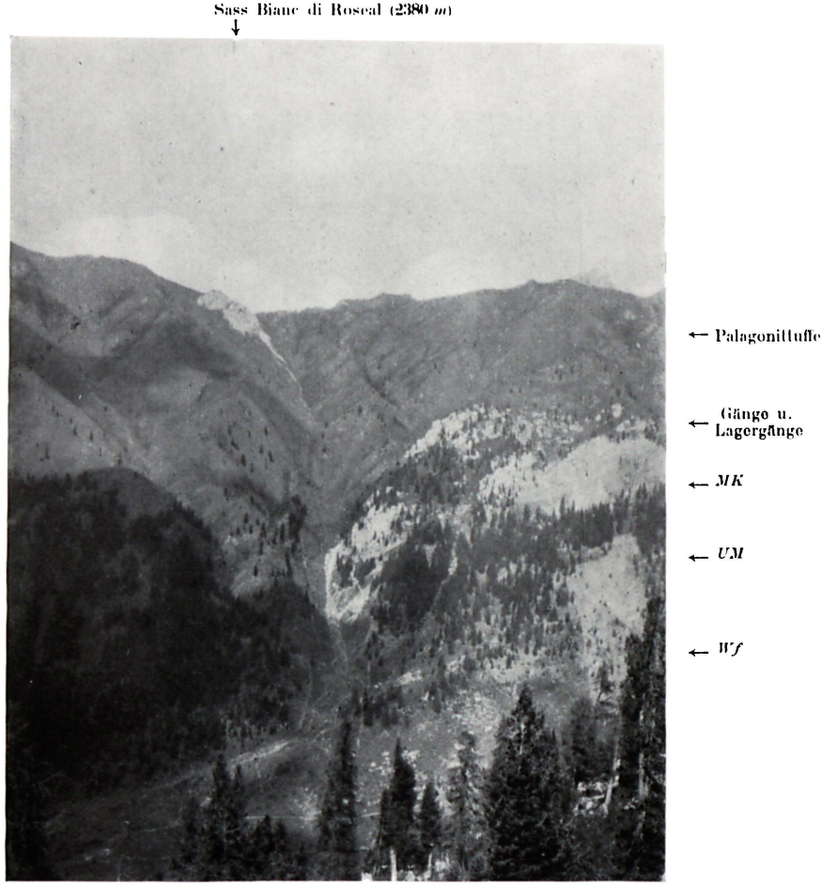


Fig. 30.
Auf der linken westlichen Seite sind die Laven und Tuffe durch eine vertikale NNO—SSW-Verwerfung abgesenkt von den gehobenen *Wf*+*UM*+*MK* im O. Diese werden von Lagergängen durchdrungen oder stehen in steilem Kontakt mit den Tuffen.

Schlerndolomit Berge, westlich des Fassa Tales.
Valbuon Kogel, südlich des Grasleiten Tales.

Fig. 33.
Schlerndolomit, wohlgeschichtet, fällt N 20° W.

Schlerndolomit Berge, westlich des Fassa Tales.

Antermoja Tal, östlich des See Kogels.

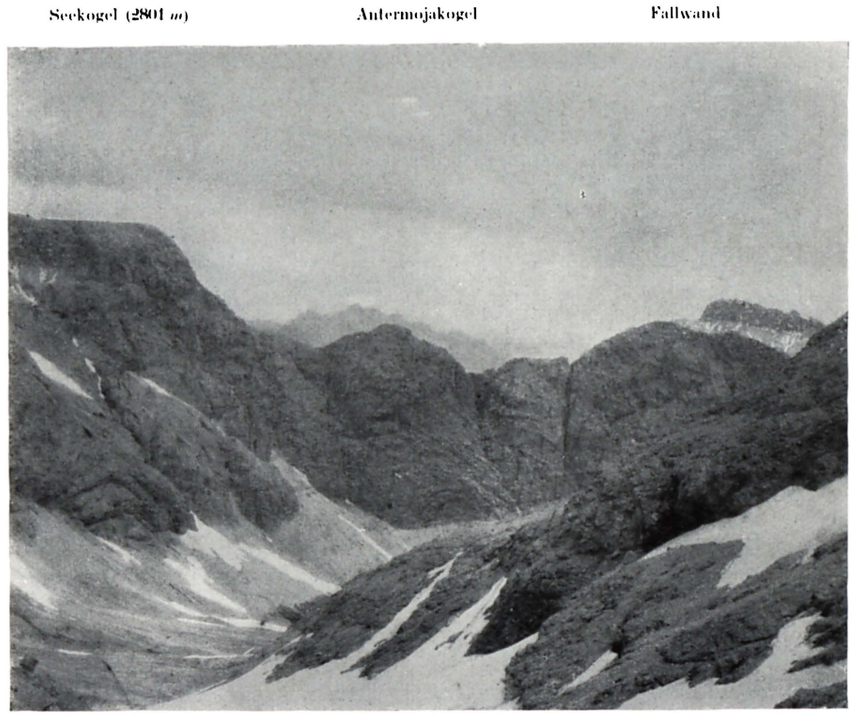


Fig. 34.
Kleine Flexuren im Schlerndolomit, nahe der NNW—SSO-Flexurverwerfung zwischen Antermoja Kogel und Fallwand.

Schlerndolomit Berge, westlich des Fassa Tales.
Valbuon Kogel, südlich des Grasleiten Tales.

Fig. 33.
Schlerndolomit, wohlgeschichtet, fällt N 20° W.

Schlerndolomit Berge, westlich des Fassa Tales.

Antermoja Tal, östlich des See Kogels.

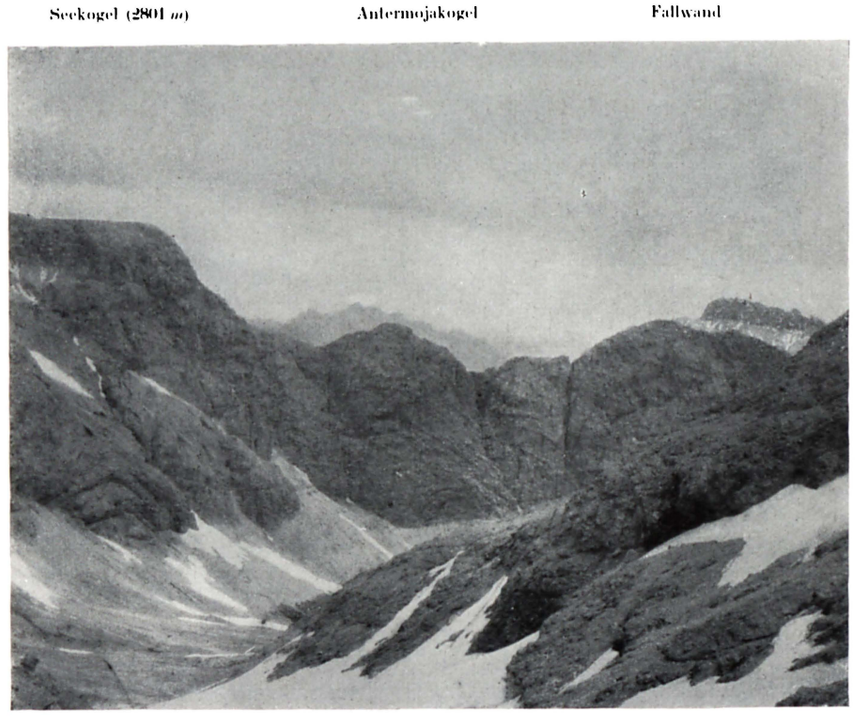


Fig. 34.
Kleine Flexuren im Schlerndolomit, nahe der NNW—SSO-Flexurverwerfung zwischen Antermoja Kogel und Fallwand.

Faziesgrenze an der Ostseite des Schlern.
Untere Felsen der Roterdspitze am Weg zur Tierser Alpe.

Fig. 35.

Die Roterd Verwerfung zieht zwischen dem Schlerndolomit und den schwarzen Tuffen und Augitlaven durch. Die Schichtflächen im Schlerndolomit sind deutlich zu sehen.

Faziesgrenze an der Ostseite des Schlern.
Tierser Alpe zwischen Roßzähne und Hühnerstand.

Roßzähne Tierser Alpe

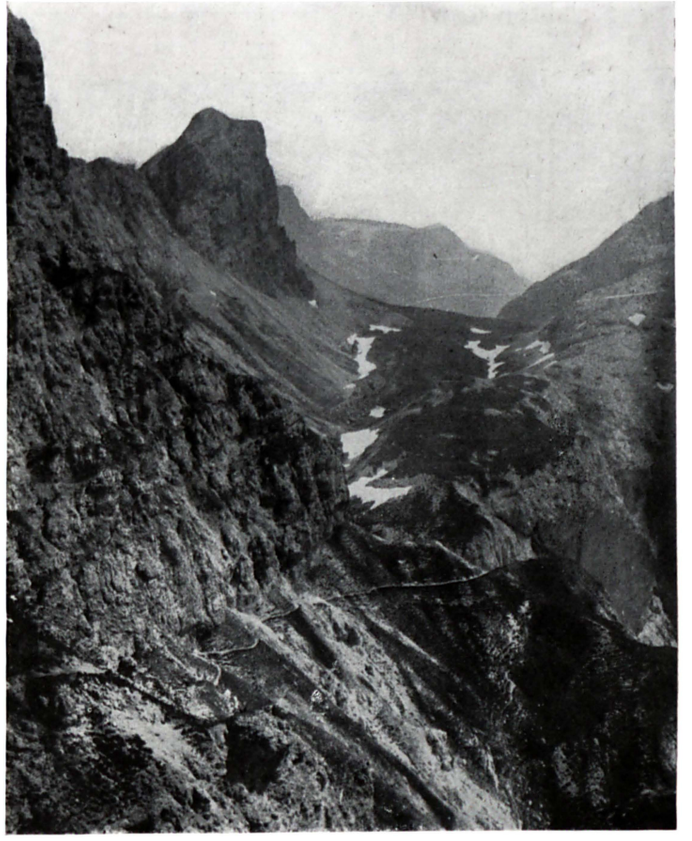


Fig. 36.

Wengener und Cassianer Tuffe und dolomitischer Gipfkalk fallen NNO unter Schlerndolomit und keilen gegen S zu aus. (S. 78.)

Mahlknecht und Galgemühl Furche.
Im Hintergrund die Roßzähne.

Fig. 37.

Im Vordergrund die tafelförmigen Tuffe der Zone III, dahinter verdeckt die dünnen Lavalagen der Zone IV im Bacheinschnitt; dann die höheren Tuffe der Wengener und Cassianer Zeit. *Sch D* = Schlerndolomit, *Ca Tu* = Cassianer Tuffe, *Wg Tu* = Wengener Tuffe.
(Vgl. S. 76—77.)

Cipitkalk und Tuffazies an der Ostseite des Schlern.
Alpl Rücken.

Fig. 38.

Zwischenlagerung von Tuffen und Korallenblöcken. „Alpl", westlich der Mahlknecht Hütte. Unregelmäßige Lagerung von Tuffen mit „Cipitkalken", welche Korallen und Echinodermenreste der Cassianer Horizonte enthalten.

Terrasse unter dem Dachsteindolomit der Felsen des Col della Pieres, östlich der Regensburger Hütte.

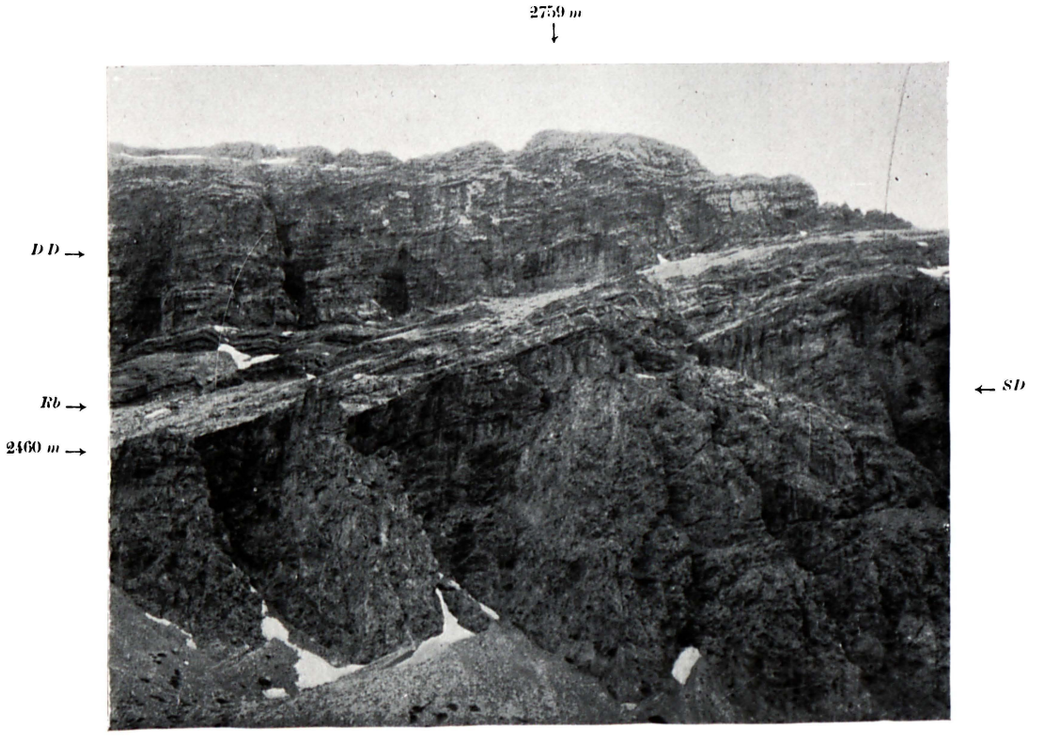


Fig. 39.

Typische Übereinanderfolge von Schlerndolomit *(SD)*, Raibler Schichten *(Rb)* und Dachsteindolomit *(DD)* mit Einfallen gegen WSW. Am Gipfel Neocom Schichten. (Photographie von der Forces de Sielles gegen S.)

Nordseite des Pordoi Passes mit den Wänden des Sella Massivs.

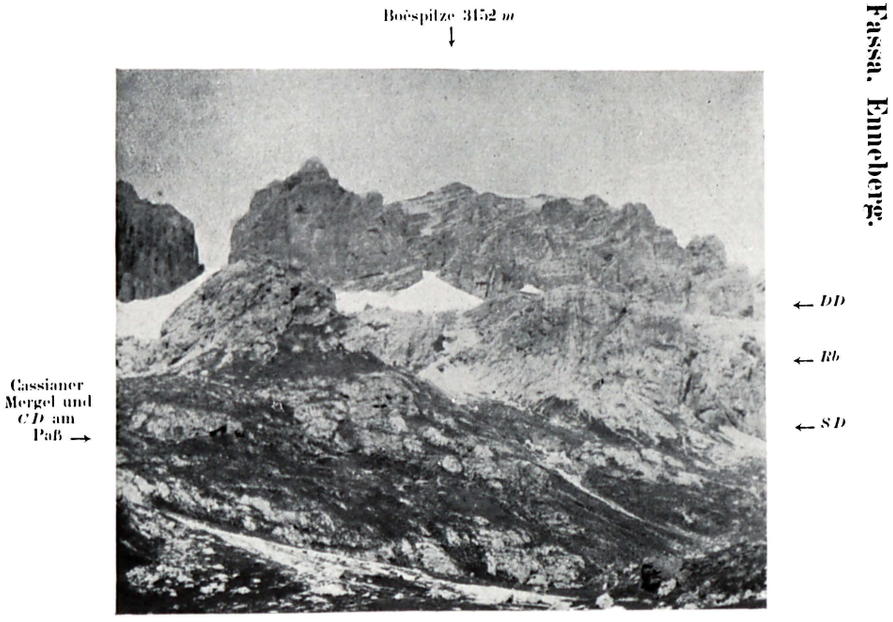


Fig. 40.

Der Dachsteindolomit *(DD)* überlagert regelmäßig eine geringmächtige Folge von Raibler Schichten *(Rb)* und wird bedeckt von mesozoischen Gesteinen, über welche der Dachsteindolomit der Boëspitze von O gegen W vorgeschoben wurde.

Fig. 41.

Faziesgrenzen in der Langkofel-Plattkofel Schubmasse. Rafreider Felsen. Durchziehen der Tuffe unter dem Schlerndolomit und Verschmälerung in dieser Richtung.

Die Schlerndolomit Felsen setzen sich aufwärts fort und sind mit oberen Gassianer Tuffen und Gipitkalk und -dolomit verflugert. *SD* = Schlerndolomit, *Tu* = Tuffe, *CK* = Gipitkalk, *CD* = Gipitdolomit.

Fig. 42.

Westansicht von Langkofel und Plattkofel. Front der Schubmasse und südliche Faziesgrenze.

Die Schubflächen (*S*) sind steil aufgerichtet und schneiden durch Schlerndolomit oder Gassianer Schichten.

Fig. 43.

Faziesgrenze am Nordost Eck des Langkofel Massivs.

Gassianer Tuffe und dolomitischer Gipitkalk auf der linken Seite und als Basis der Felswände.

Piz de Sella (2248 *m*) und Langkofel von O.

Langkofel → Piz de Sella →

Fig. 43.

Die Spitze und höhere Partie des Piz de Sella besteht aus Eruptivgesteinen, die auf den älteren Mendoladolomit und Bruchstücke von unterem Muschelkalk etwas vorgeschoben sind; letztere sind auf jüngere Gassianer Mergel an der Paßhöhe aufgeschoben.

Untere Teile des Schlerndolomits der Nordostwand des Langkofels oberhalb der Schubflächen.

Fig. 44.

Die Felsstufe im Vordergrund heißt Sa Gaul und hat dolomitische Fazies. Die Terrasse nahe dem Fuß der Nordostwand des Langkofels besteht aus Buchensteiner Schichten. Unter dieser Terrasse liegt Buchensteiner Knollendolomit (*Bu*) mit Hornsteinen. Gassianer und Wengener Fazies grenze bei Sa Gaul wie am NO Eck Fig. 43 zu sehen ist.

S = Schubfläche.

Untere Schubfläche — Nordwand des Langkofels.

Fig. 46.

S = untere Schubfläche des Langkofels. *SD* = Schlerndolomit, unt. *MD* = unterschobener Mendoladolomit, *Wf* = überschobene obere Campiler Schichten mit Fossilien, *Br* = Kalkbreccien und Algenkalk, *BiM* = bituminöse Mergel des oberen Muschelkalks, gesch. *K* = geschichteter oberer Muschelkalk. (Vergleiche Fig. 56.)

Obere Schubfläche — Nordwand des Langkofels.
Haupt-Schubfläche im Schlerndolomit.

Fig. 47.

SD = Schlerndolomit überschoben über grüne Mergel und Knollendolomit der Buchensteiner Schichten (*Bu*) und nächst untere Horizonte von bituminösen Mergeln und Kalken, *S* = ausgefüllte Schubfläche.

Keile von Buchensteiner Knollendolomit lagern rechts auf bituminösen Mergeln und Kalken, welche Reste von Landpflanzen und *Diplopora annulatissima* führen.

Schubfläche, ungefähr ostwestlicher Ausstrich und zirka 20° Neigung. Reibungszone unterhalb des unteren Muschelkalks ober Varda im Buchensteiner Tal bei zirka 1800 *m*.

Fig. 48.

O = Überschiebungsmasse, dickbankiger unterer Muschelkalk mit zerdrückten Fossilien, *TP* = gekrümmte Schubfläche, *U* = Mylonit unter der Schubfläche, der nach unten in die unterschobenen Buchensteiner Kalke und Tuffbreccien übergeht.

Verbindung von Buchensteiner Konglomerat und Plattenkalk mit Hornsteinen in der oberen Buchensteiner Gruppe.

Pia phot.

Fig. 49.

Nördlich der Eisenbahnkreuzung bei La Pozza östlich von St. Christina im Grödener Tal. Der Stiel des Hammers zeigt die Mächtigkeit der Konglomeratlage zwischen den Kalken.

Schubfläche zwischen Varda und Cherz im Buchensteiner Tal bei 1740 *m*. Schubfläche = Fallen 35° NNO, Streichen WNW—OSO. Charakteristisch ist das rasche Wechseln des Fallens in der Unterschiebungsmasse.

Fig. 50.

O = Überschiebungsmasse mit überhängenden und vertikal geklüfteten Felsen (veränderter Kalk), *m* = Mylonit an der Schubfläche, *U* = Unterschiebungsmasse = Buchensteiner Kalk reich an Hornsteinen und vertikal geklüftet. Die Furchen im Felsdach haben die Richtung N 10°O bis N 35°O.

Duron Paß, Verwerfung und Faziesgrenze.

Fig. 51.

Alter Bruchrand und Faziesgrenze = Eruptivserie des Monte Dona im N und Dolomitgebiet im S. *SD* = Schlerndolomit, *Tu* = Tuffe, *V* = Verwerfung. Der Schlerndolomit auf der linken Seite ist der nördlichste Teil des weiten Dolomitgebiets der Rosengartengruppe. Die Tuffe auf der rechten Seite liegen ungleichförmig auf dem Schlerndolomit. (Vergleiche Fig. 19.)

Überschiebung von Mendoladolomit auf Eruptivbreccien südlich von P. 1649 *m.* gegenüber Campestrin. Westhang von Buffaure.

Pia phot. Fig. 52.

Wo der Hammer steht liegen Werfener Schichten, die in Eruptivbreccien eingeschlossen sind.

Pia phot. Fig. 53.

Überschiebung von Wengener Blocktuffen auf Werfener Schichten, dazwischen mitgeschleppte Brocken von Mendoladolomit und Buchensteiner Kalk. Die Photographie ist aufgenommen am Westende des großen Überschiebungsaufschlusses am Ben-Commun Rücken östlich Rodella Spitze. *Wg.* = Wengener Schichten, *Wf* = Werfener Schichten, *S* = Schubfläche.

Reibungsfläche unter Mendoladolomit.
Südost Hang des Monte Rodella bei zirka 1580 *m.*

Fig. 54.

Das überhängende Dach besteht aus Mendoladolomit *(MD)*, querüberschoben auf zertrümmerte Schichten des unteren Muschelkalks *(UM)*, der einen Teil der gefalteten Serien vorstellt, welche die Unterschiebungsmasse zusammensetzen. *Myl* = Mylonite, *S* = Schubfläche, stark gefurcht. Striemung deutlich N—S, selten W gefurcht.

Haupt Schubfläche Monte Dona, Weststeite des Fassatales.
Aufschluß am Steig unterhalb Cerpei.

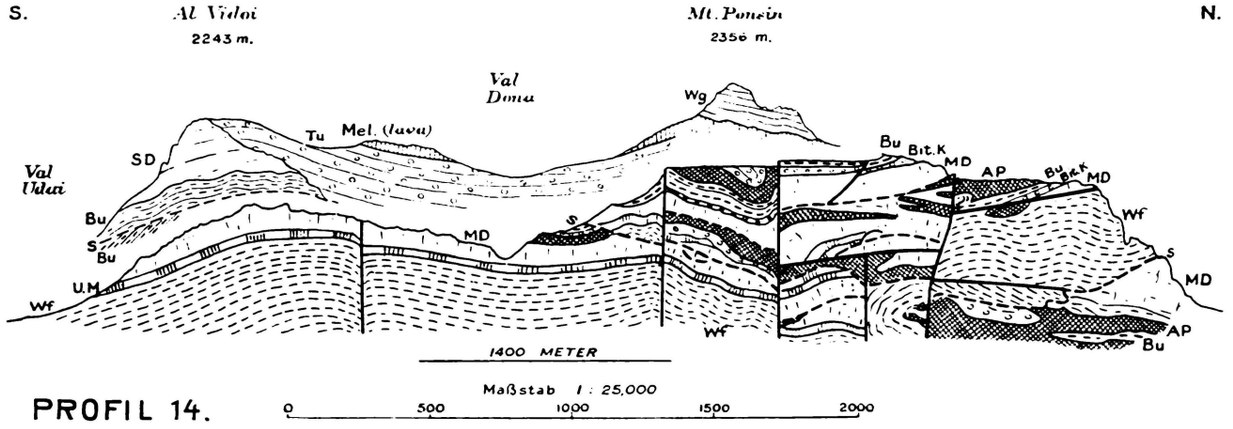
Fig. 55. Schubfläche am Weg.

Wf = Werfener Schichten (überschoben). *MD* = Mendoladolomit (unterschoben), *S* = Schubfläche. Die Gestalt berührt die überschobenen Werfener Schichten und steht auf unterschobenem Mendoladolomit.

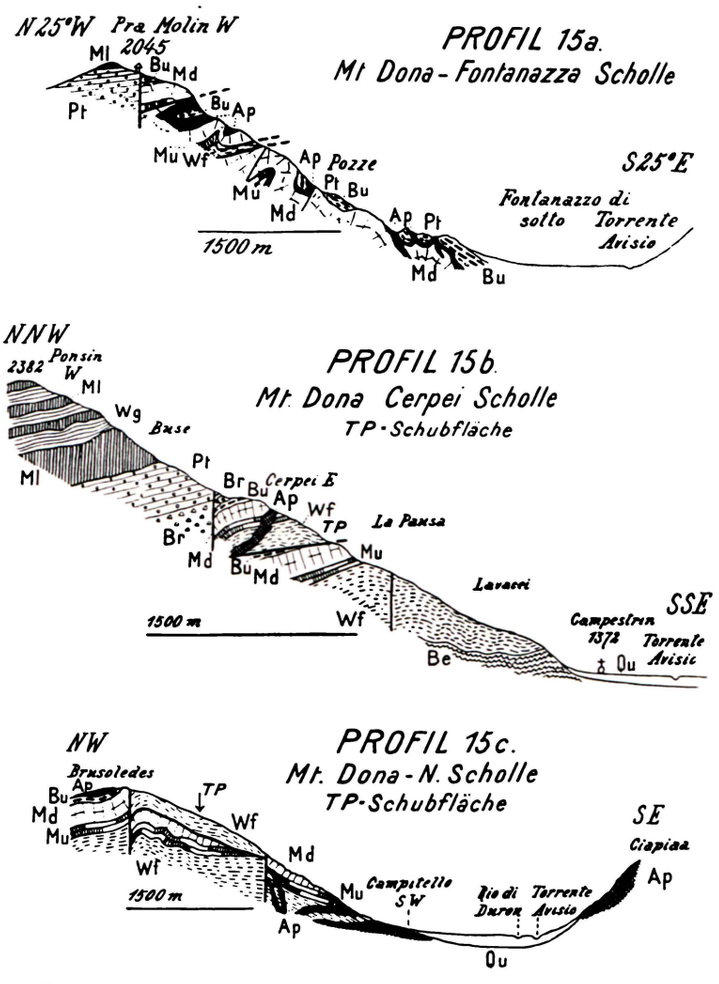
Die Schubflächen in der Nordwand des Langkofels.
Höhe zirka 2084 *m*.
Untere und obere Schubfläche.

Pia phot. Fig. 56.

MD = Mendoladolomit. *MDm* = Mendoladolomit in mylonitischer Beschaffenheit, unterschoben unter verknetete Werfener Schichten (*Wf*), *MK* = wohlgeschichtete Kalke des obersten alpinen Muschelkalks, überlagert von Breccien und bituminösen Algenkalken (*BiK*). *SD* = Schlerndolomit (Buchensteiner Horizont), überschoben. *S* = Schubflächen.
(Vergleiche Fig. 46, 47.)



Profil 14. Ansichtsprofil der Monte-Dona-Abhänge gegen Fassatal.



Profil 15*a*, *b*, *c*. Querprofile durch die NW SO-Schollen der Monte-Dona-Abhänge gegen Fassatal. Maßstab 1 : 25.000.

15*a* = mittlere Scholle oberhalb Fontanazzo di sotto; 15*b* = Südscholle oberhalb Campestrin; 15*c* = Scholle des Nordteils oberhalb Campitello.

Wg = Wengener Tuffe und Laven, *Ml* = Mandelsteinlava(Melaphyr), *Pt* = Palagonittuffe, *Ap* = Augitporphyrite(Andesite), *Bu* = Buchensteiner Kalke, *Bit K* = bituminöse Schiefer und Kalke der Grenzzone, *Md* = Mendoladolomit, *Mu* oder *U.M* = Unterer (alpiner) Muschelkalk, *Wf* = Werfener Schichten, *Be* = Bellerophonkalk (Oberperm), *Qu* = Quartär, *TP* = Schubflächen, *Br* = Brüche.

Flexur im mittleren Teil der Pozzates Schlucht (im unteren Muschelkalk).

Fig. 57.

My = Myophorienkalke und Pflanzenmergel. *Mr* = rote, druckgeschieferte Mergel. *Ky* = bunte, grobe Konglomerate.

Oberste Dolomitwand in der Pozzates Schlucht (westlich des Rodella Gipfels).

Fig. 58.

Schubkeil von Mendoladolomit *(MD)*. Darauf liegen überschoben steil aufgerichtete und ausgewalzte dunkelrote Mergel und glimmrige Mergelkalke der Campiler Schichten *(Wf)*. Unter dem Dolomit lagert Augitporphyrit *(AP)* mit Gängen und Tuffen.

Höhle oberhalb der Drio le Palle Schlucht am Osthang.

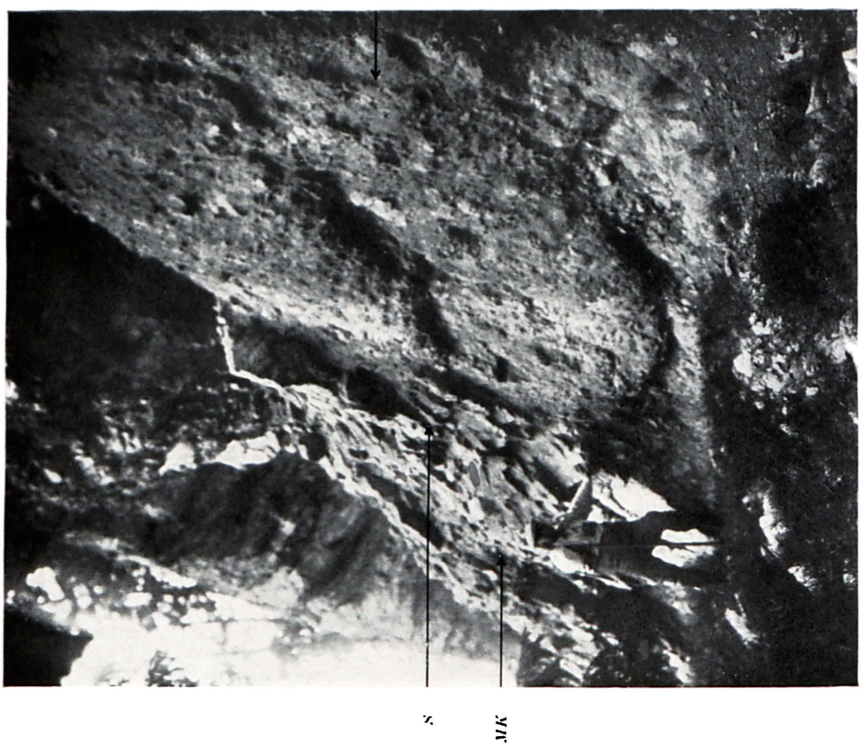


Fig. 59.
Steil aufgerichtete Schubfläche (*S*) zwischen überschobenem Mendolakalk (*MK*) und unterschobenen Eruptivbreccien (*E*). (Vergleiche Fig. 61.)

Gänge in der Drio le Palle Schlucht — Buffaure Massiv.

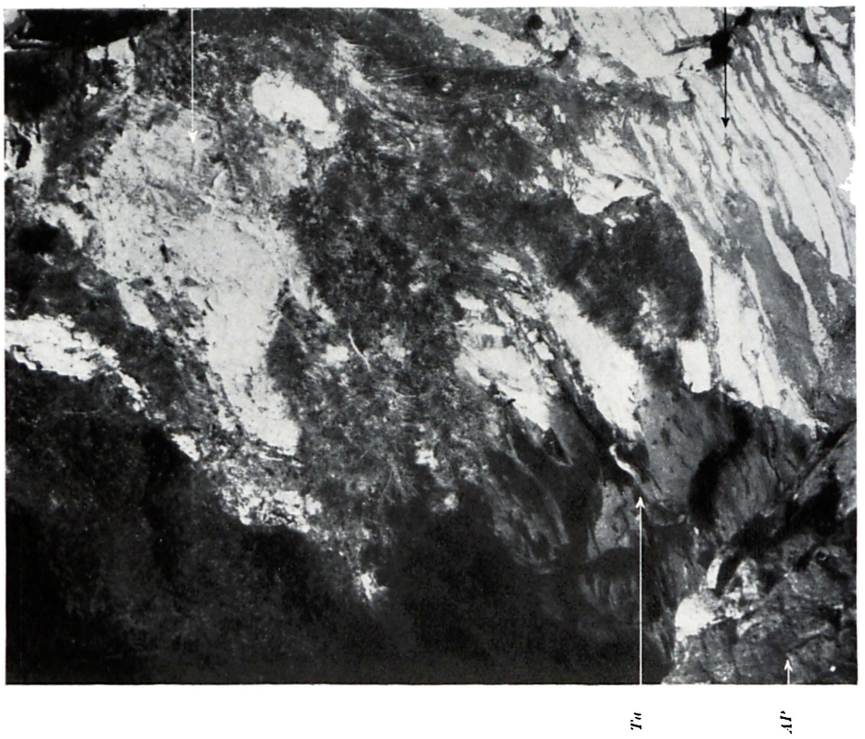


Fig. 60.
Augitporphyrit (*AP*) und Tuffe (*Tu*) der unterschobenen Masse von dünnen und dickeren vertikalen Gängen durchbrochen.

Schubfläche an der Westseite von Buffaure
Drio-le-Palle Graben — Osthang.

Fig. 61.

Überschiebungsdach aus Mendolakalk *(MK)*. Unterschobene Masse aus Mylonit *(Myl)*, Buchensteiner Kalk *(BuK)* und Eruptivmaterial, *S* = Schubfläche.

In der geologischen Karte ist leider der ganze Streifen von Mendolakalk am Osthang mit Rot überdruckt.

Höhere Schubfläche am Monte Dona, SW von der Hütte.
1944 *m* bei Pra Molin ober Campitello-Fassatal.

Pia phot. Fig. 62.

Mendoladolomit an der Basis der überhängenden Felsen. Der überschobene Dolomit bildet einen Überhang ober mächtigem dolomitischem Mylonit. *S* = Schubfläche.

Pia phot. Fig. 63.

Überschiebung von Mendolakalk über geschichtete Tuffe und gebänderte Kalke (Buchensteiner Gruppe) bei Ciamp de Mez in den Südhängen des Contrin Tales. *MK* = Mendolakalk, *Tu* = Tuffe, *S* = Schubfläche.

Schubfläche an der Westseite des Vallaccia Massivs.

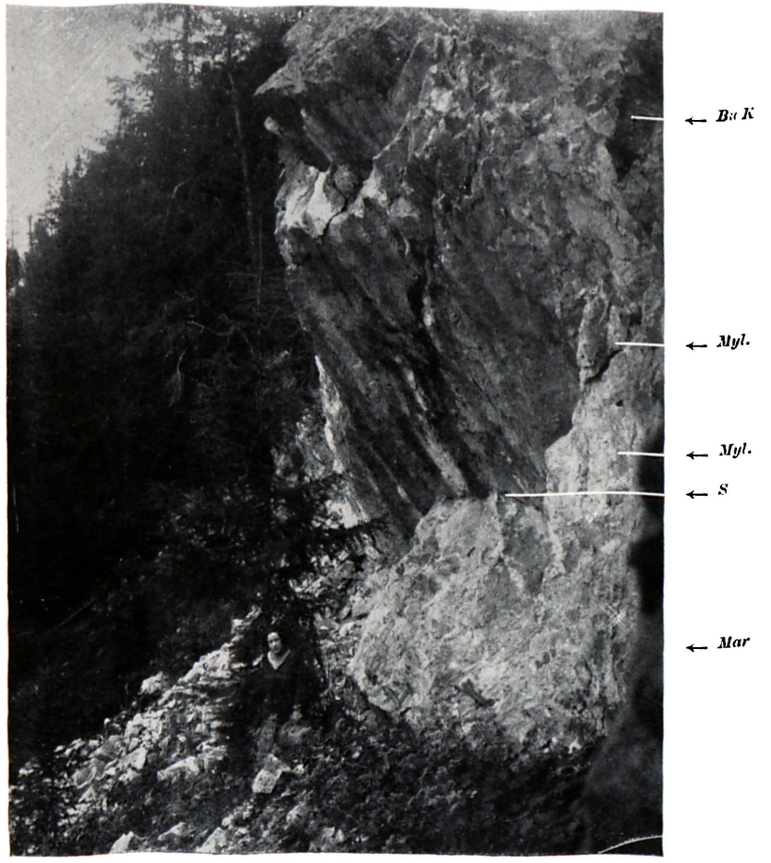


Fig. 64.

Diese Schubfläche liegt südlich des kartierten Gebietes in der Kalkfazies. Sie ist die Fortsetzung einer N—S-Fläche. *S* = Schubfläche fällt 50° gegen O. Überschiebungsmasse aus unteren Buchensteiner Kalken *(Bu K)*, Unterschiebungsmasse aus Marmolatakalk *(Mar K)*, *Myl* = Mylonit.

Die Faziesgrenze südlich von Collaz, geschnitten von einer O-W-Verwerfung.

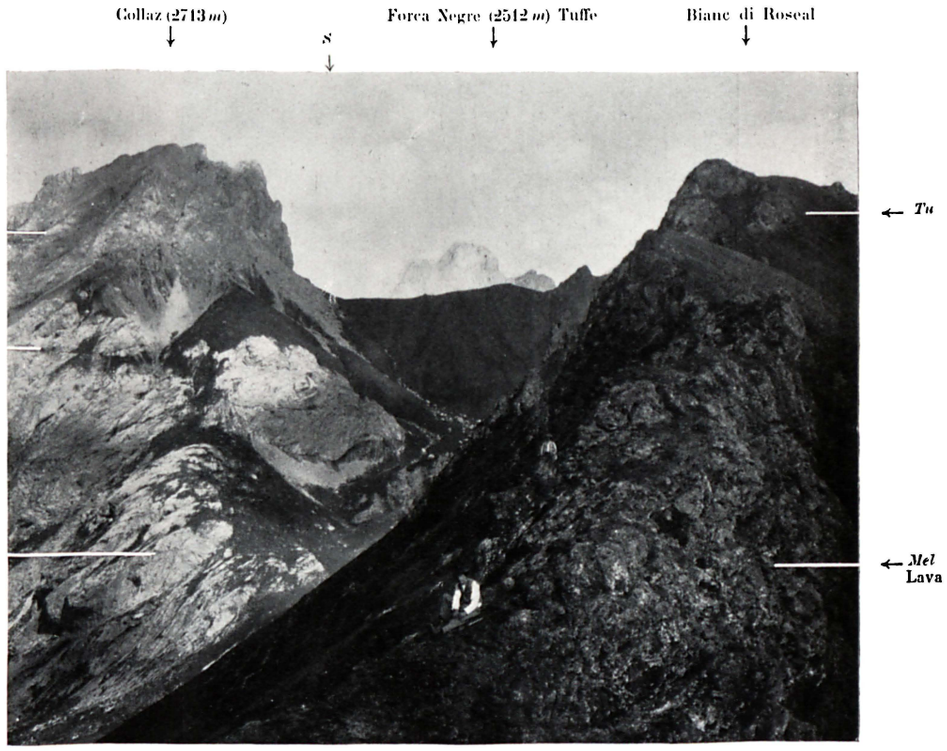
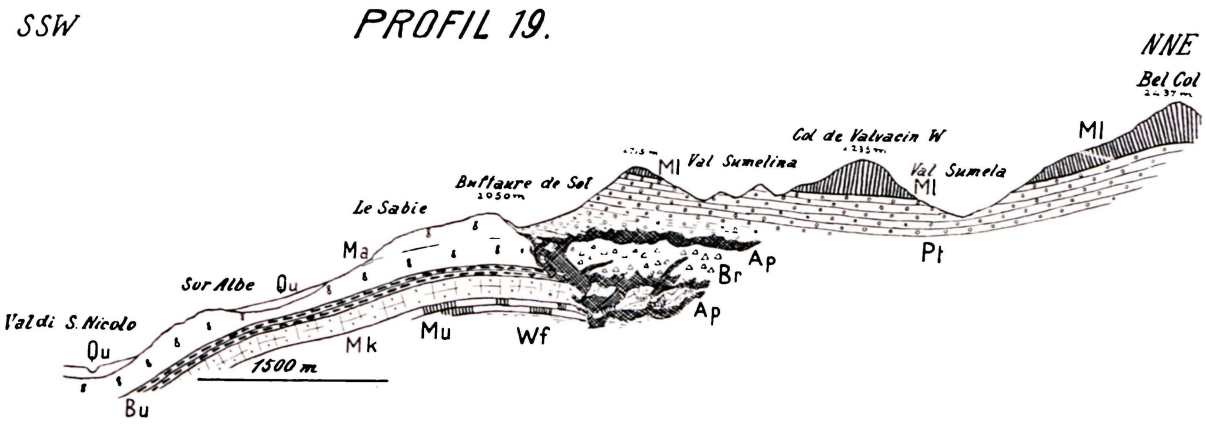
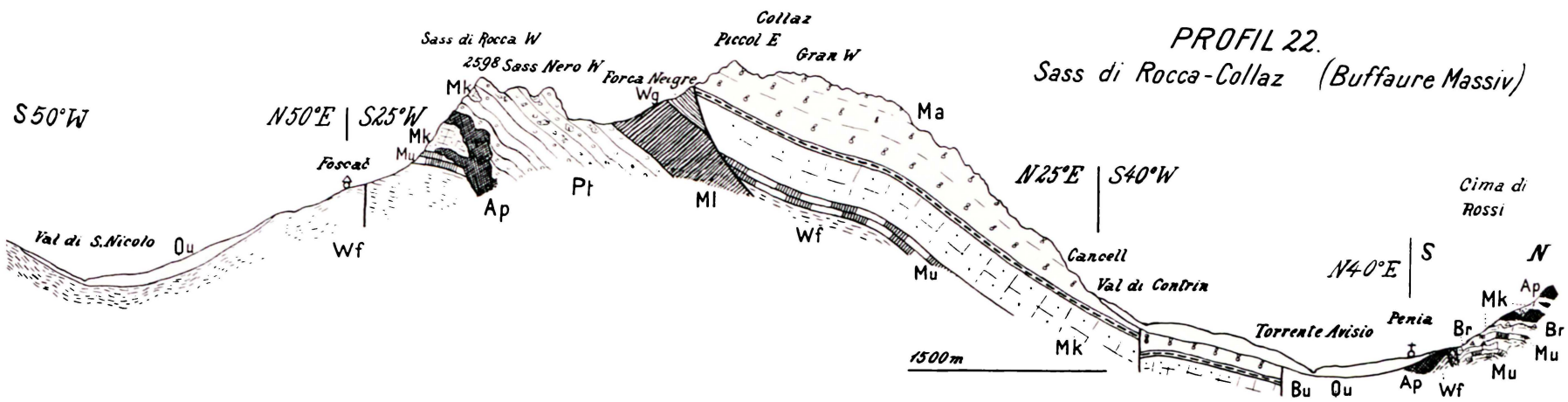


Fig. 65.

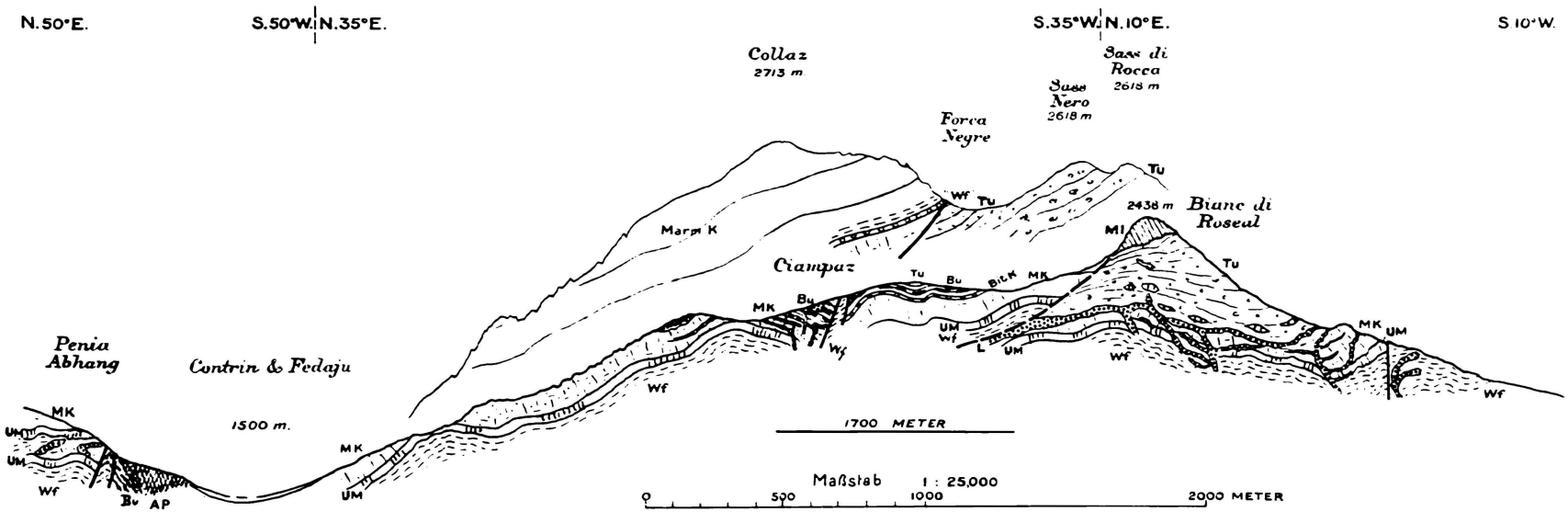
Im Vordergrund rechts (Süd) Mandelsteinlaven und Palagonittuffe, fortziehend mit N 80° O-Streichen und Nordfallen zur Forca Negre. Auf der Nordseite die Kalkfazies des Monte Collaz, getrennt von einer bedeutenden O-W-Verwerfung *(S)* von der Eruptivfazies und südwärts überschoben. *MK* = Mendolakalk, *Mar K* = Marmolatakalk *Bu K* = = Buchensteiner Schichten, *Tu* = Tuffe, *Mel* = Melaphyr (Mandelsteinlava).



Profil 19. Südhang des Buffauremassivs, Bel Col—Val Nicolo (1 : 25.000).

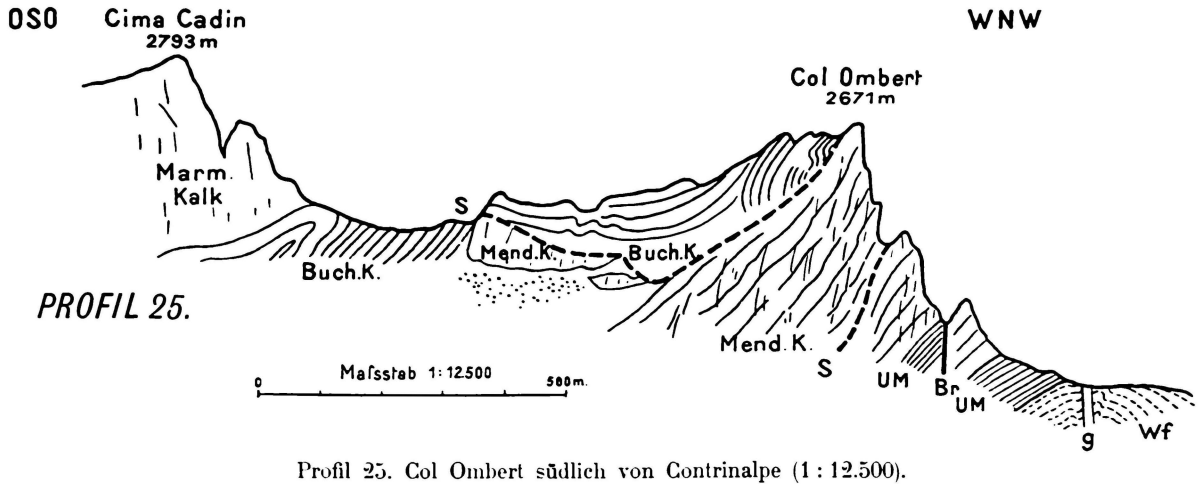


Profil 22. Sass di Rocca—Collaz von O gezeichnet (1 : 25.000).



Von W gezeichnet — Collaz im Hintergrund. „Wf" = zerquetschter Streifen an der Schubfläche.

Profil 23 (schematisiert). Collaz und Ciampaz von W gezeichnet (1 : 25.000).



Profil 25. Col Ombert südlich von Contrinalpe (1 : 12.500).

Ma = Marmolatakalk. *AP* = Augitporphyritgänge, *Br* = Brecciengänge, *Tu* = Tuffe und Tuffbreccien, *Pt* = Palagonittuffe. *ML* = Mandelsteinlava. *Bu* = Buchensteiner Kalk, *Bit* = Grenzzonekalkschiefer, *MK* = Mendolakalk, *UM* = Unterer Muschelkalk, *Wf* = Werfener Schichten, *L* = Lagergänge, *G* = Gang, *S* (unterbrochene Linie) = Schubfläche, *Br* (Col Ombert) = Bruch, *Qu* = Quartär.

Nordost Ecke des Gardenazza Massivs.

Fig. 66.

Schlerndolomit *(SD)* Felsen des Gardenazza Massivs westlich von Pedraces und St. Leonhard im Enneberg Tal. Am Nordfuß ein waldbedeckter Rücken aus verbogenen Cassianer Mergeln *(C)*. Darunter liegen Wengener Schichten. Gegen das Enneberg Tal sind hier in den weichen Gesteinen große Rutschungen eingetreten (Abtei Muren).

Nordabstürze des Sella Massivs.

Fig. 67.

Nordhang des Sella Massivs, aus Schlerndolomit *(SD)* aufgebaut.
An der Basis Cassianer Schichten mit Schlerndolomit in Wechsellagerung. Letzterer keilt gegen N zwischen den hangenden und liegenden Cassianer Schichten aus.

Ecke an der Enneberg Straße nördlich des Tunnels (ca. 1250 *m* Höhe).

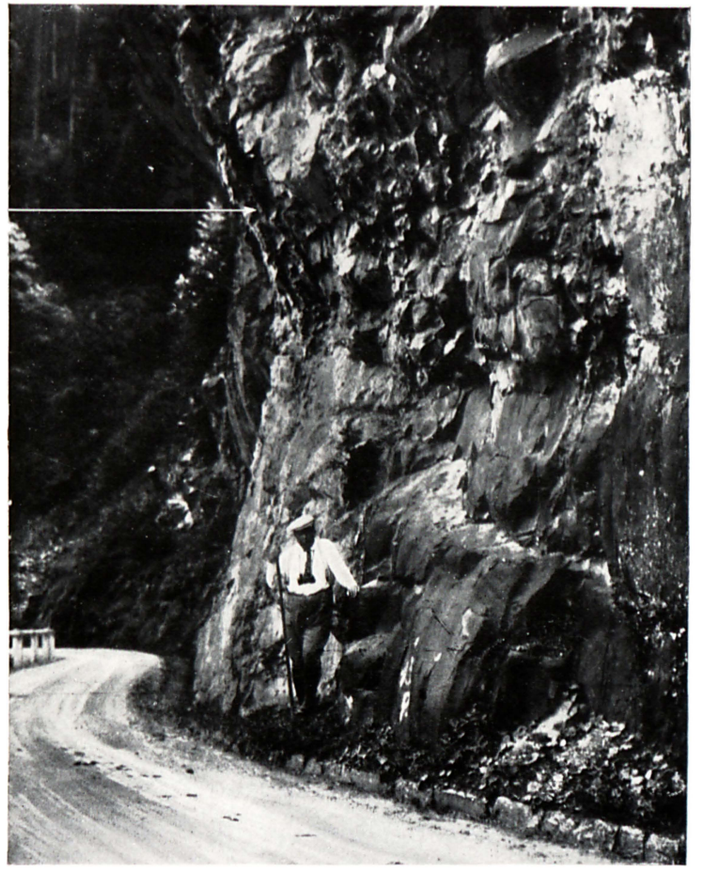


Fig. 68.

Vertikal stehende dichte Tuffe mit Schollen von Buchensteiner Knollenkalk *(Bu Kn)*. Sphäroidale Verwitterung *(S Tu)* der Tuffe in der Höhe und neben Dr. Ampferer. Links zieht ein Bruch *(Br)* hinauf.

Große gebogene Felsplatten unterhalb Pontatg im Enneberg Tal.

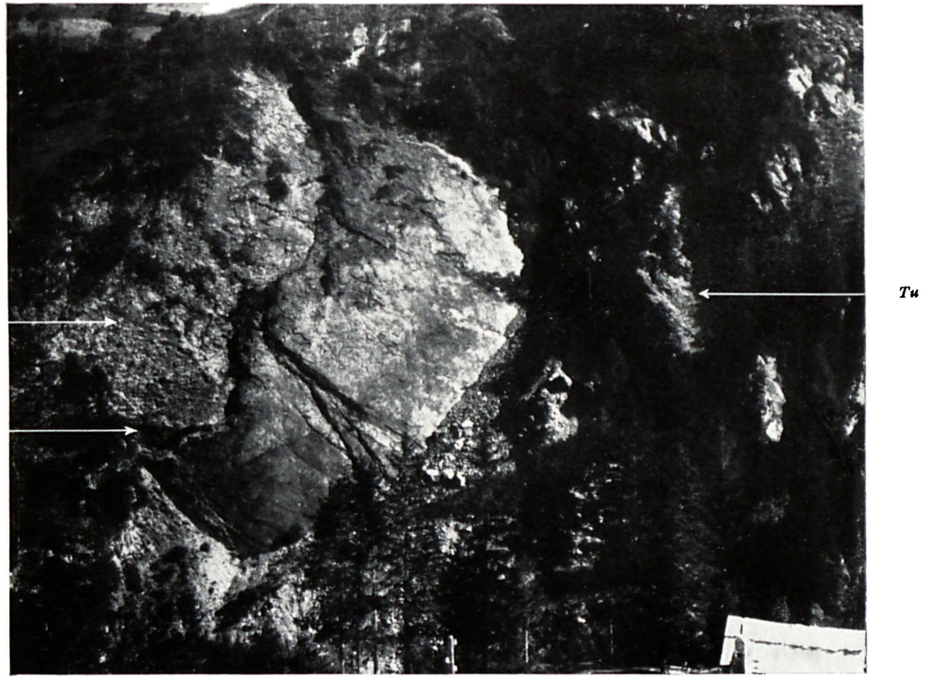


Fig. 69.

Rechte (Ost) Seite des Gader Tales südlich der hohen Brücke bei 1268 *m*. Gebogene Platten von Augitporphyrit, Lava *(L)* und Tuffbreccien *(Tu Br)*. Oberfläche der Laven glatt poliert. Viele feinere und gröbere Radialrisse in den gedrehten Platten.

Gefaltete permische Gips- und Dolomitlagen auf der Westseite des Paratscha Berges.

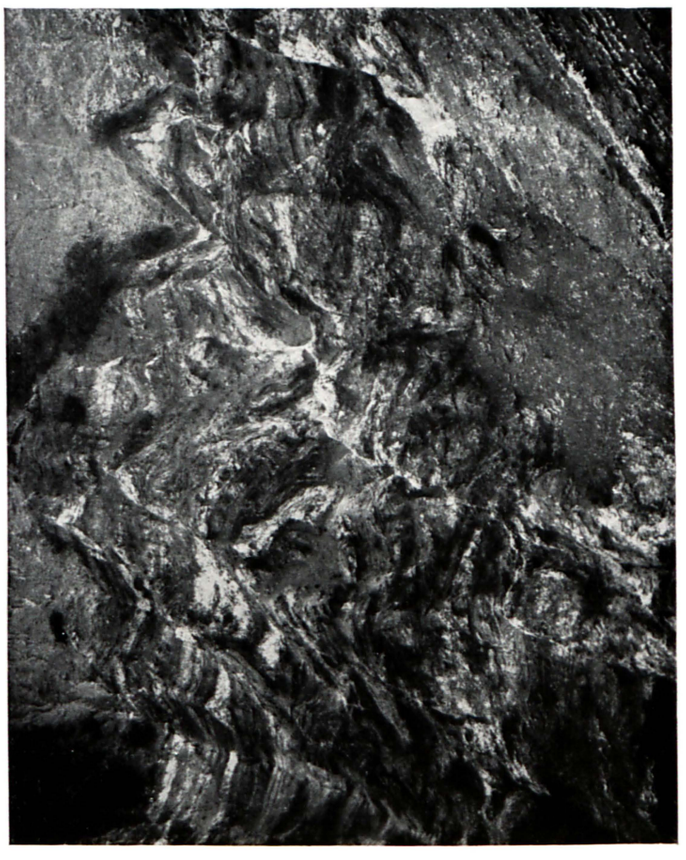


Fig. 70.
Faltungen in den Gips- und Dolomitlagen der Bellerophon Schichten in den Runsen an der linken Seite der Roa blancia-Schlucht bei St. Vigil.
Bild 70 und 71 schließen seitlich aneinander.

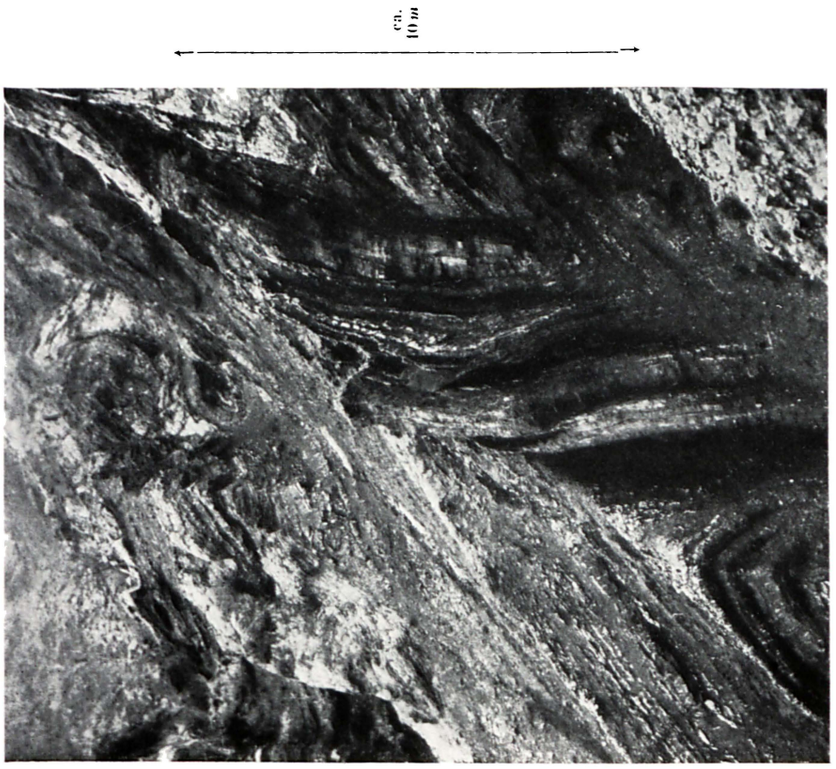


Fig. 71.
Große steile Falten aus Gips- und Dolomitlagen der BellerophonSchichten in den Runsen auf der linken Seite der Roa blancia-Schlucht bei St. Vigil.

Ansicht der Westabstürze von Piz da Peres und Paratscha.

Fig. 72.

Weißer Schutthang unter der Dolomit-Mylonitwand des Paratscha. In dem Schutthang und links entlang treten gefaltete Gipse auf. Weiter links ist eine liegende Falte aus roten Mergeln und grauem Dolomit des unteren Muschelkalk mit einer punktierten Linie angedeutet. Der Gips zieht sich unter dieser liegenden Falte durch und ist gleichsinnig damit verbogen.

UM = unterer Muschelkalk, *MD* = Mendoladolomit, *SD* = Schlerndolomit.

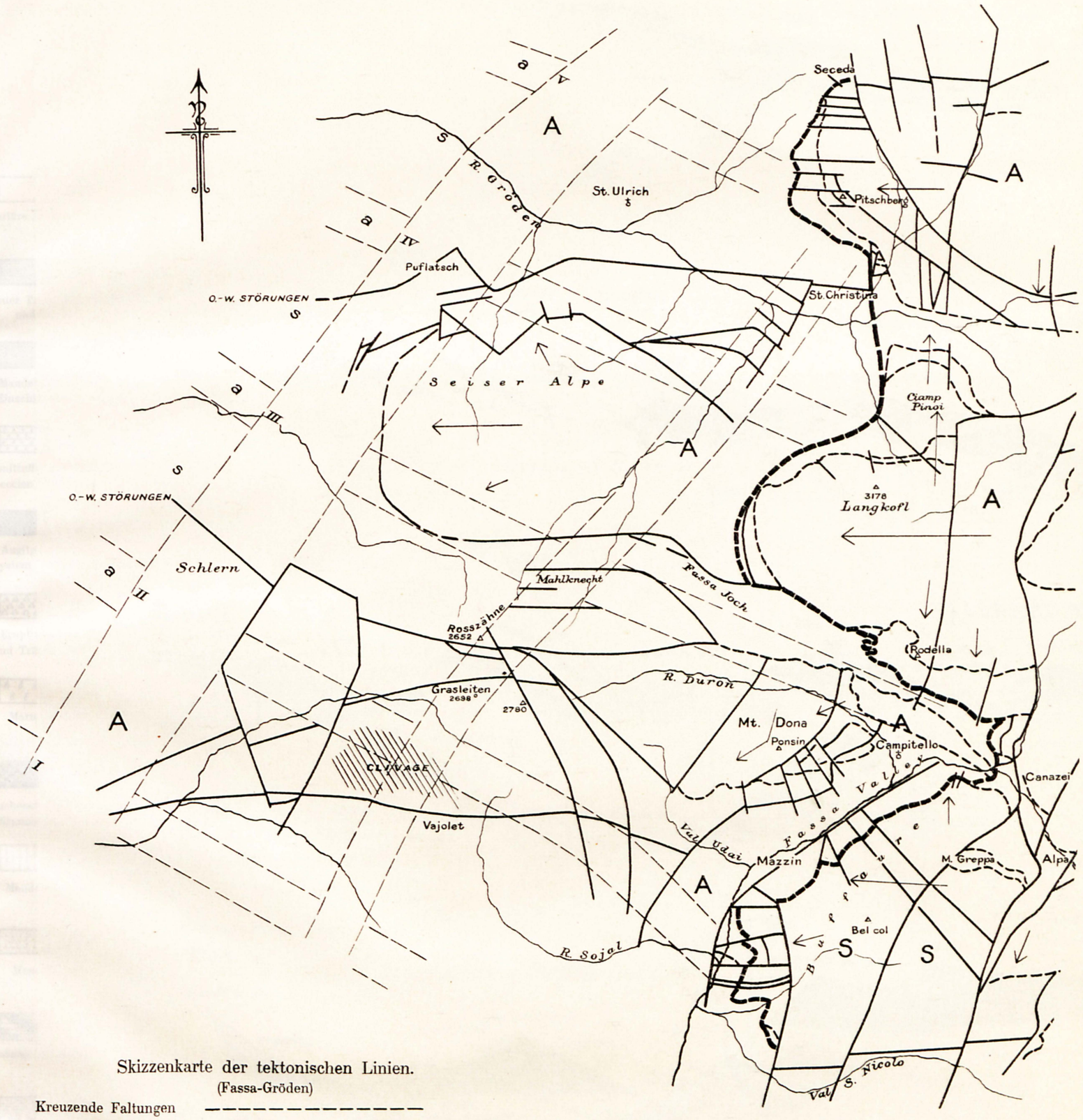
Im Hintergrunde erscheint Piz da Peres mit einer hohen Einrundungsfläche.

Paratscha
2238 m

Fig. 73.

Blick vom Gipfel des Pla Bergs gegen O auf den Paratscha. Im Vordergrunde bildet eine überkippte Falte von dunklen Kalken, Dolomit und Rauhwacken der oberen Bellerophonschichten den Felskopf 1651 *m*. Im Hintergrund erheben sich die lichten mylonitischen Dolomitwände des Paratscha. Links darunter stehen noch Reste der obersten Horizonte des unteren Muschelkalks an.

Bild 73 schließt nördlich an Bild 72 an.



Skizzenkarte der tektonischen Linien.
(Fassa-Gröden)

Kreuzende Faltungen

Westgrenze der Westüberschiebungen

Überschiebungen

Verwerfungen

a = Antiklinale s = Synklinale der WNW—OSO-Faltung

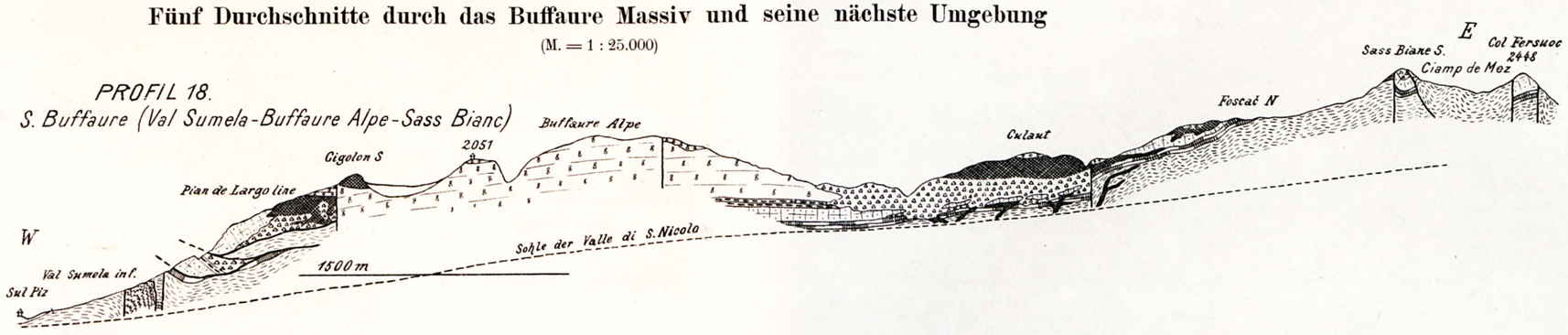
A = „ S = „ „ NNO—SSW- „ (späteren)

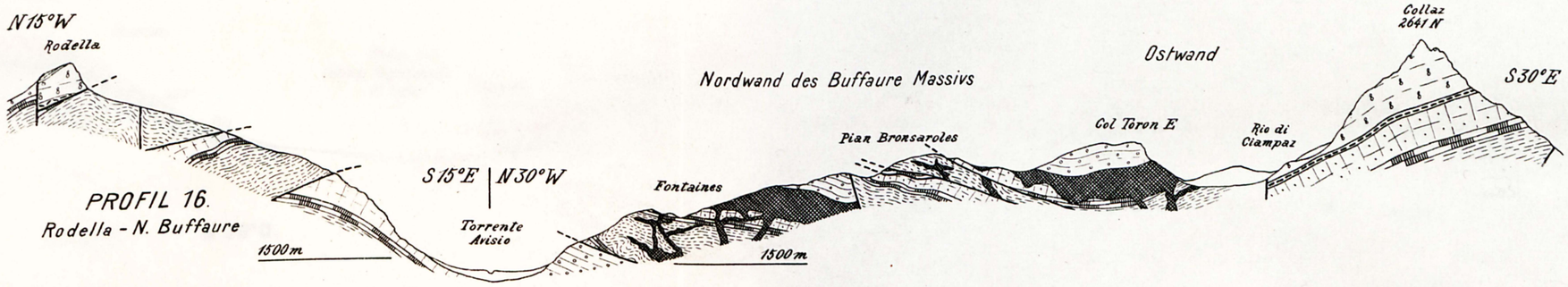
Maßstab 1 : 100.000.

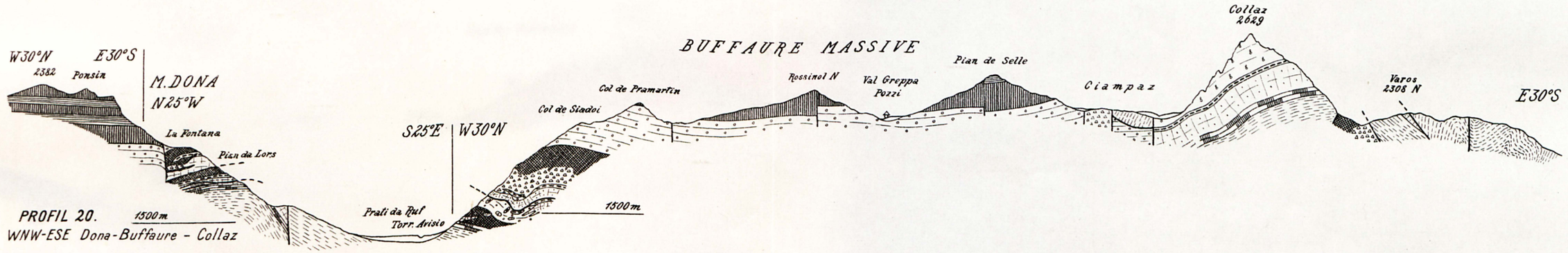
0 1 2 3 4 5 Km

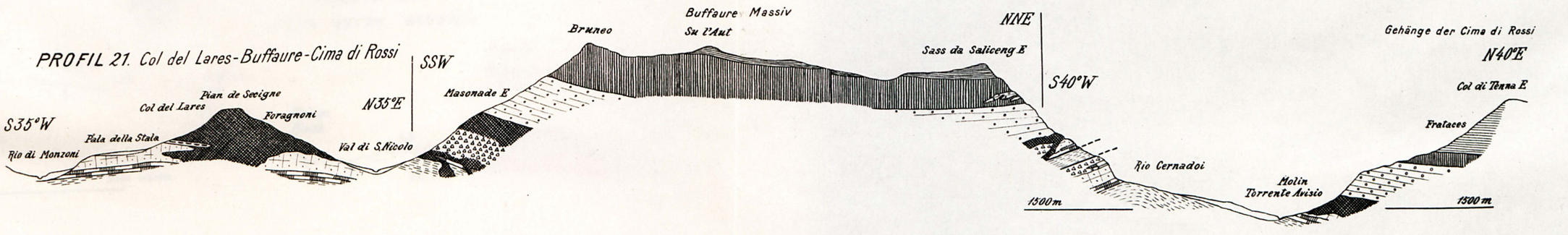
Fünf Durchschnitte durch das Buffaure Massiv und seine nächste Umgebung

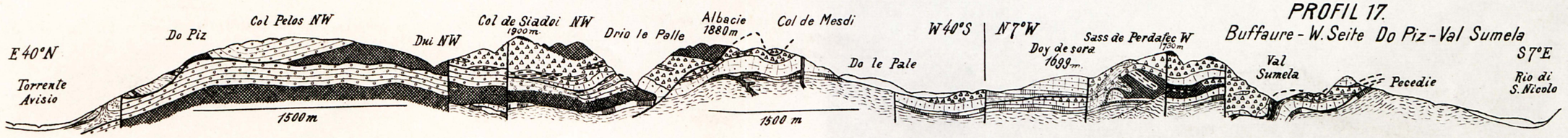
(M. = 1 : 25.000)











Qu — Quartäre Ablagerungen

Wg — Wengener Tuffe, Tuffschiefer und Laven

Ml — Mandelsteinlaven (samt Einschlüsse und Gänge)

Pt — Palagonittuffe und Tuffkalkbreccien, Blocktuffe

Ap — Augitporphyrite (Spaltensystem. Gänge u. Ergüsse)

Br — Eruptivbreccien und Trümmertuffe

Ma — Marmolatakalk

Bu u. Bit. Zone — Buchensteiner Schichten Bituminöse Grenzzone

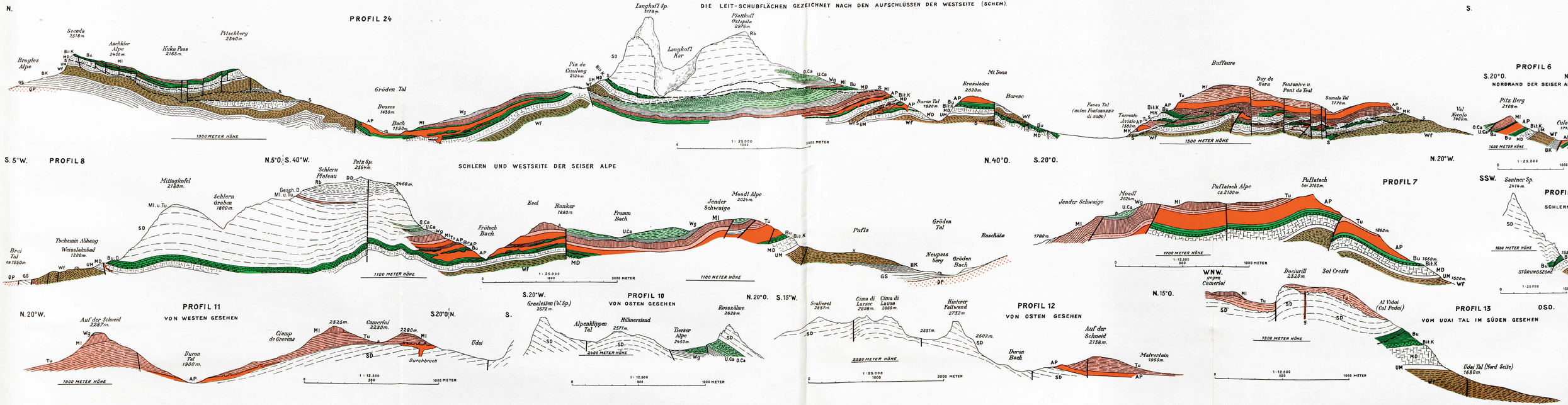
Md — Mendoladolomit

MK — Mendolakalk

Mu — Unterer Muschelkalk

Wf — Werfener Schichten

Be — Bellerophon-Schichten



Druck der Österreichischen Staatsdruckerei in Wien.

Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Band XXIV, Heft 1.

Tafel XXIV.

Geologische Aufnahmskarte des Fassa—Grödener Überschiebungsgebietes in den Südtiroler Dolomiten

(1 : 25.000)

Berichtigungen:

1. Signaturen: In der Farbenerklärung dieser Karte fehlen die schwarzen Ringe bei „Obere Muschelkalk-Grenzzone".
2. Nordöstlich von St. Ulrich liegt im Val Anna unterhalb von Costamula eine interglaziale Gehängebreccie.
3. $1^1/_2$ *km* östlich von St. Christina treten am Bach und am Eisenbahneinschnitt mehrere kleinere Aufschlüsse von Buchensteiner Kalk, Eruptivbreccien und Augitporphyrit auf.
4. Westlich der Stevia-Alpe fehlen einige Schuttrunsen.
5. Der Tuffstreifen westlich vom Rodella-Gipfel ist statt hellrosa weiß geblieben.
6. Gegenüber von Campestrin im Fassa-Tal ist die dunkelrote Farbe der Palagonittuffe auf der Ostseite der Drio le Palle-Schlucht über eine Scholle von Mendolakalk (blau), auf der Westseite über Eruptivtuffe (hellrosa) irrtümlich gedruckt.
7. Am Südhang von Buffaure ist im untersten Teil von Val Roscal der blaue Fleck von Mendolakalk neben der Verwerfung zu groß eingetragen.

Tafel XXV.

Geologische Karte des Rodella-Gipfels

(1 : 12.500)

Mit 2 farbigen Profilen.

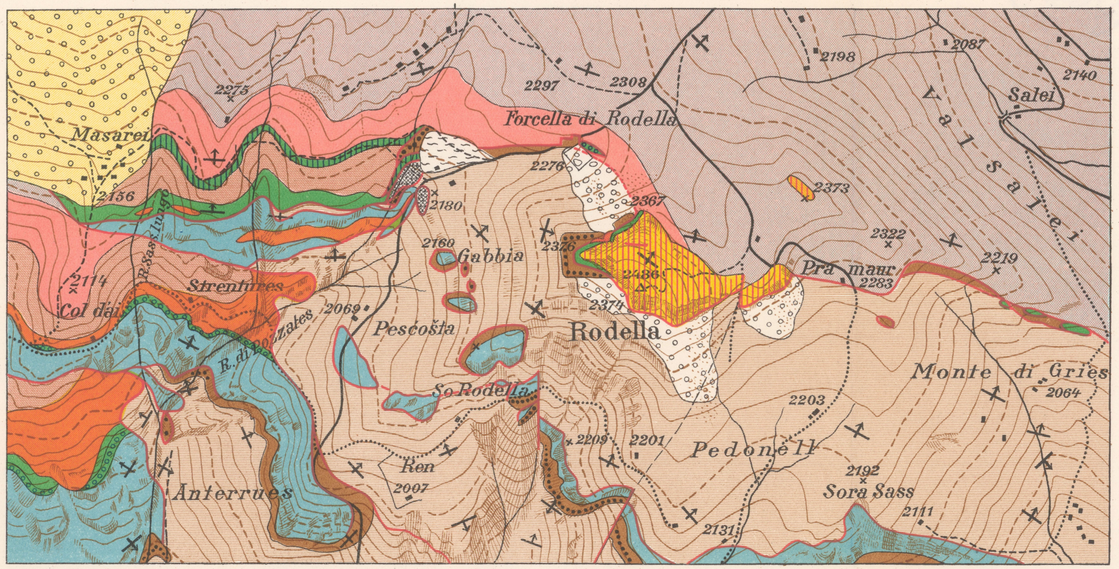
Tafel XXVI.

Geologische Aufnahmskarte des Enneberg-Gebietes in den Südtiroler Dolomiten

(1 : 25.000)

Mit 8 farbigen Profilen.

Geologische Karte des Rodella-Gipfels 1:12.500.



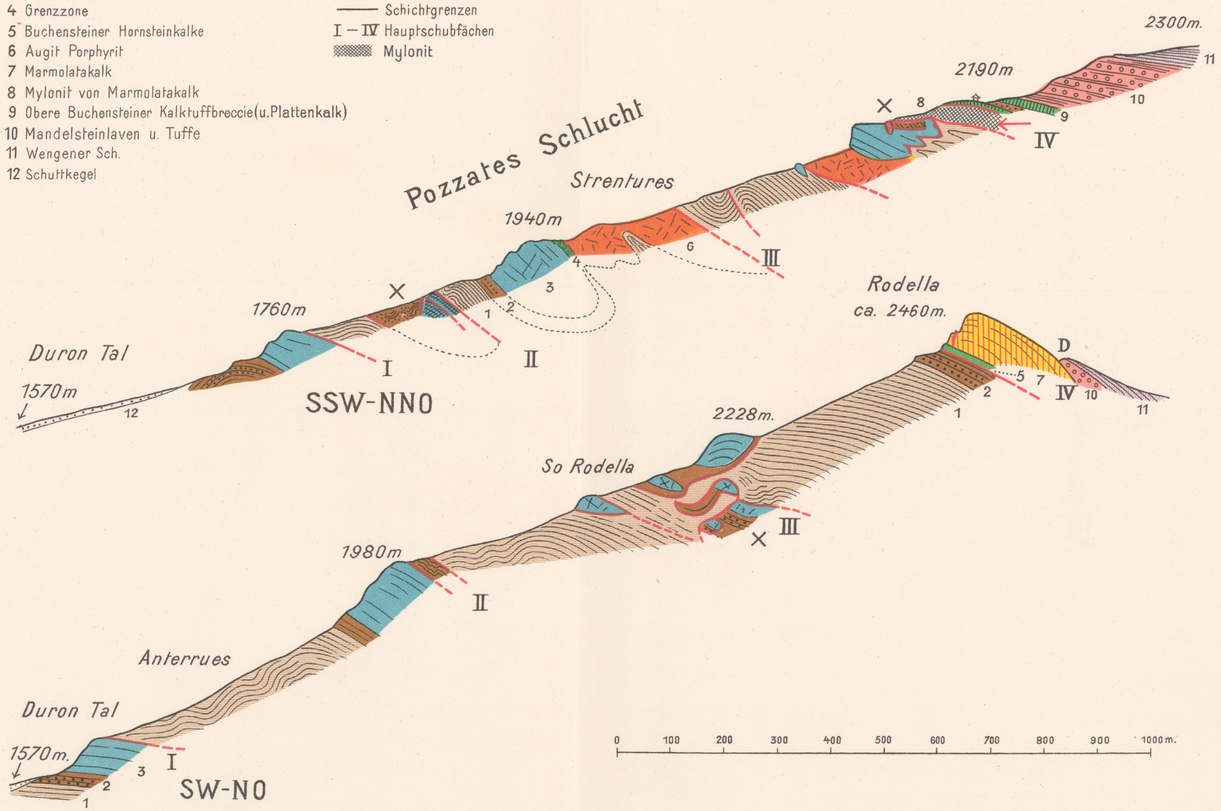
- Sumpf
- Blockhalden
- Blockmoräne
- Tuffe der Wengener Sch.
- Mandelstein Laven u. Tuffe
- Hornsteinkalke u. Tuffkalkbreccie Palagonit Tuffe
- Augit Porphyrit
- Ob. Buchensteiner Sch.
- Hornsteinplattenkalke. Untere Buchensteiner Sch.
- Algen u. Krinoidenkalk d. Grenzzone
- Mendola Dolomit
- Ob. Muschelkalk
- Myophorien Sch. u. Dolomit
- Bunte Konglomerate u. Mergel
- Unt. Muschelkalk
- Werfener Sch.
- Marmolatakalk Facies
- Mylonit von Marmolatakalk
- Schubflächen
- Schichtgrenzen

weniger, mehr als 45°

senkrecht, Sattel.

1 Werfener Sch.
2 Unterer Muschelkalk
3 Mendola Dolomit
4 Grenzzone
5 Buchensteiner Hornsteinkalke
6 Augit Porphyrit
7 Marmolatakalk
8 Mylonit von Marmolatakalk
9 Obere Buchensteiner Kalktuffbreccie (u. Plattenkalk)
10 Mandelsteinlaven u. Tuffe
11 Wengener Sch.
12 Schuttkegel

× Verfaltungs- u. Verschuppungszone
D Diskordanz
Schubflächen
Schichtgrenzen
I – IV Hauptschubfächen
Mylonit



Profile durch den Westhang der Rodella.

GEOLOGISCHE AUFNAHMSKARTE
DES
ENNEBERG GEBIETS
IN DEN SÜDTIROLER DOLOMITEN.

Von DR. MARIA M. OGILVIE GORDON

Maßstab, 1:25.000

PROFIL I

Profil entlang der Strasse durch das Gadertal zwischen Pedraces u. Pederoa.
(ca. 1 : 6000)

Ob. Werfener (Campiler) Sch.
Unt. Werfener (Seiser) Sch.
(Für Profil I)

PROFIL II

PROFIL III

PROFIL IV

PROFIL V

PROFIL VI

PROFIL VII

PROFIL VIII

Talschotter u. Gehängeschutt
Moränen
Konglomerierte Schotter
Alte Gehängebreccien
Bergsturzmassen
Dachsteindolomit
Raibler Schichten
Heiligkreuz Raibler Sch.
Obere / Untere Cassianer Sch.
Wengener Sch u. Laven
Mandelsteinlaven Trümmertuffe u. Gänge
Palagonituffe, Blocktuffe, Tuffkalkbreccien u. Laven
Schlerndolomit
Mylonitzonen im Mendola u. Schlern D.
Ob. Buchensteiner u. Buchensteiner Sch.
Mendoladolomit (Kalk) u. Grenzzone
Unterer Muschelkalk
Werfener Sch.
Bellerophon Sch. (Gipseinschaltungen)
Grödner Sandstein
Quarzporphyr
Kristalline Schiefer
Weniger, mehr als 45°, senkrecht
Schichtgrenzen wichtigere / geringere / vermutete } Störungen

Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Band XXIV. Heft 1.

Druck der Österreichischen Staatsdruckerei in Wien.

Geologische Aufnahmskarte des FASSA-GRÖDNER Überschiebungsgebietes in den SÜDTIROLER DOLOMITEN

von

MARIA M. OGILVIE GORDON.

Massstab 1: 25000.

1000 M 500 0 1 2 km.

Quartär

- Talschotter u. Gehängeschutt
- Moränen
- Bergstürze

Obertrias

- Vulkanische Gesteine von jüngerem als Wengener Alter
- Dachsteindolomit
- Raibler Schichten
- Obere Cassianer Schichten
- Untere Cassianer Schichten

Mitteltrias

- Wengener Schichten samt ihren Laven
- Gruppe der Mandelsteinlaven
- Gruppe der Palagonittuffe
- Gruppe der typischen Augitporphyrite
- Gruppe der vulkanischen Breccien

Mitteltrias (Schlerndolomit u. Marmolatakalk reichen in die Obertrias)

- Schlerndolomit
- Marmolatakalk
- Buchensteiner Schichten / Ob. Muschelkalk Grenz Zone
- Mendoladolomit
- Mendolakalk
- Unterer Muschelkalk

Untertrias

- Werfener Schichten

Perm

- Bellerophonschichten
- Grödener Sandstein
- Quarzporphyrit

- Brüche
- Überschiebungen

× weniger × mehr als 45° geneigt, — senkrecht

× Schichtsattel / Grenze des Quartär

Lith. Kunstanstalt Klein & Volbert, München.