

Die Allgäu-Decke in den Bergen des Grossen Walsertales (Vorarlberg)

Autor(en): **Blumenthal, Moritz M.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **29 (1936)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159621>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die Allgäu-Decke in den Bergen des Grossen Walsertales (Vorarlberg).

Von **Moritz M. Blumenthal**, Chur.

Mit 2 Tafeln (XXVI & XXVII) und 4 Textfiguren.

Inhalt.

	Seite
Einführung	449
I. Die tektonische Gliederung des Querprofils	450
II. Beobachtungen im Nordrand der Zitterklapfenkette	453
1. Das Profil der Blasenka	453
2. Das Profil des Annalperstecken-Gräshorn	456
III. Das Westende der Allgäu-Decke zwischen dem Grossen Walsertal und dem Marultal.	459
1. Die Tschenglenschuppe	460
2. Der „Sterisrücken“ und die Gosauzone.	462
IV. Das Querprofil der Bregenzer Ach	465
V. Über die Beziehungen der Allgäu-Decke zur Lechtal-Decke	472
1. Die tektonischen Zusammenhänge in den Bergen zwischen Grosse Walsertal und Marultal.	472
2. Die tektonischen Zusammenhänge im Bregenzer Ach- und oberem Lechgebiet	475
VI. Allgemeine Ergebnisse.	477
Angeführte neuere Literatur	479

Einführung.

Über den ostalpinen Kalkalpenrand im Vorarlberg ist frühzeitig geologische Auskunft erteilt worden (ARNOLD ESCHER v. D. LINTH, GÜMBEL, RICHTHOFEN, ROTHPLETZ u. A.), und der jetzige Stand der Erkenntnis entwickelte sich aus mannigfachen Wandlungen. Neueste Einzelforschungen (AMPFERER, GUBLER, BENZINGER, KRAUS u. A.) und klare Übersichten (RICHTER) vermitteln nunmehr einen nahezu endgültigen Einblick in diese, für den Alpenbau wichtige Randzone, wo ostalpine Decken und äussere Flyschzone aneinandergrenzen.

Dessenungeachtet bleiben noch interessante Teilfragen zu beantworten, sei es die Einzelstrukturen betreffend, sei es ihre gegen-

seitigen Beziehungen und solche zur nordwärtigen Flyschzone. Solche sollen hier erörtert werden, wozu die Feldbeobachtungen zwischen 1934 und 1936 gesammelt wurden.

Vornehmlich beschäftigt uns das Gebiet des mittleren Grossen Walsertales, das bei Thüringen unterhalb Bludenz in den Walgau ausmündet (Eckkärtchen Taf. XXVI). Das an die allgemeine zonare Streichrichtung (WSW-ENE) sich haltende Tal durchsetzt in seinem mittleren Abschnitt den Aussenrand der ostalpinen Überschiebungsmasse, die sich hier in eine Anzahl von Einzelschuppen aufspaltet, die als Allgäu-Decke zusammengefasst werden. Während das nächst höhere tektonische Glied, die Lechtal-Decke, die auch als Sammelbegriff für eine Anzahl von Teildecken zu gelten hat, die mächtigen Dolomitmassive in der Südbegrenzung des Talsystems aufbaut, ist der vordere und siedlungsgeographische wichtigste Abschnitt in die schwierig gliederbare Kalk- und Schieferfolge der ultrahelvetischen Flyschzone eingeschnitten, die, wie bekannt, dem Deckgebirge als Unterlage dient.

Von neuerer Bearbeitung, von welcher unsere Auffassung im wesentlichen nicht abweicht, umfassen die „Etudes géologiques dans le Vorarlberg central“ von J. GUBLER das Gesamtgebiet, das sie auch in Profil und Karte zur Darstellung bringen. Ein höchst übersichtliches Kartenbild vermittelt das „Klostertaler Blatt“ der prächtigen Geologischen Karte der Lechtaler Alpen 1:25,000 von O. AMPFERER, worin das Gebiet beiderseits der Bregenzer Ach aus einer Bearbeitung durch TH. BENZINGER (6) stammt. In Anbetracht dessen, dass diese Karte nach W mit dem Meridian über Buchboden endigt, besteht von dem westlicheren, räumlich grösseren Talabschnitt noch keine moderne Karte — sehen wir von GUBLERS sonst so inhaltsreichem Entwurfe ab —, ihr Erscheinen (Blatt Stuben), nach den Aufnahmen von O. AMPFERER, ist jedoch in nächster Zukunft zu erwarten. Indessen hat der hochverdiente Kalkalpenforscher seine Ergebnisse in Einzeldarstellungen vorausgeschickt, wovon hauptsächlich die Jahrbücher der Geolog. Bundesanstalt 1914, 1925 und 1931 die wichtigsten Beiträge für uns enthalten. Das Grenzgebiet zwischen Flyschzone und ostalpinem Deckgebirge ist neuerdings durch zahlreiche Einzelprofile von E. KRAUS erläutert worden (11). Alle diese Arbeiten waren dem Verfasser eine sehr nützliche Unterlage für seine Ergänzungen.

I. Die tektonische Gliederung des Querprofils.

Taleinwärts von Sonntag wird das Grosse Walsertal auf der Nordseite von der Hauptdolomitmutter des Zitterklapfen begleitet, die in schroff-wildem Abbruch die nördlichen Flyschhöhen überragt. MYLIUS, GUBLER, AMPFERER und BENZINGER haben die tektonischen Einheiten dieser Kette umrissen und gezeigt, dass ihrem Bau die Aufeinanderstapelung einzelner nordwärts gekehrter Schuppen oder Schollen zugrunde liegt. Mit GUBLER unterscheiden wir von S nach N die Walsertal-, die Zitterklapfen- und die Gräshorn-Schuppe, wobei der mächtige Hauptdolomit der Zitterklapfenschuppe gratbildend ist (s. Fig. 1). Alle diese tektonischen Elemente

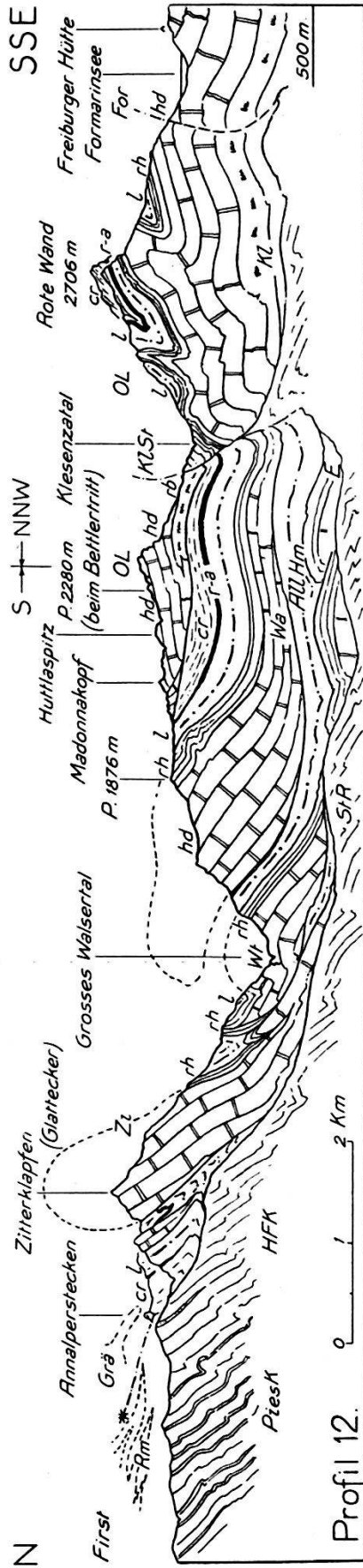


Fig. 1. Querprofil durch die Berge des mittleren Grossen Walsertales zur Veranschaulichung der Deckengliederung.

Formationen: PiesK (Piesenkopfkalk-Serie) + HFK (Hauptflyschkalkzone) = Ultrahelvetischer Flysch.
 rh = Raiblerschichten; hd = Hauptdolomit; rh = Rhät; l = Allgäuschichten; r-a = Radiolarit und Aptychenkalk; cr = Kreide.
 Tektonische Gliederung (alphabetisch geordnet): AllHm = Allgäuer Hauptmulde; E = hypothetische Andeutung der Strukturen innerhalb der AllHm; For = Formarinverwerfung (hypothetische Verlängerung); Grä = Gräshormulde und -scholle; Kl = Klostertaler Scholle; KlSt = Klesenza-Störung; OL = Obere Lechtal-Decke; Rm = hypothetische Position abgetragener, verschuppter Randmulden; StR = Steris-Rücken; Wa = Wandflussschuppe = Untere Lechtal-Decke; Wt = Walsertalschuppe; Zi = Zitterklappenschuppe; Wt + Zi + Grä = Allgäu-Decke.

schwinden nach W in ihrem Volumen rasch dahin. Entgegen der Darstellung von GUBLER dürfte die Walsertalschuppe schon südwestlich Buchboden ausgehen; auch die westliche Fortsetzung der Zitterklapfenschuppe ist keine unmittelbare, und dieselbe findet noch vor Einmündung des Marultales ihr westliches Ende (Tschenglenschuppe), womit überhaupt das Westende der Allgäu-Decke erreicht ist (s. stets Taf. XXVI).

Das trennende Glied (Muldenzone) zwischen dem eigentlichen Schuppenkörper ist stets durch die Allgäuschichten (Lias-Dogger) gegeben, innerhalb welcher die nächst jüngeren Stufen (Aptychenkalk, Radiolarit, Kreidebildungen) mehr nur untergeordnete Züge und Einspitzungen ausmachen.

Über der Liaszone, die weiter östlich zur Allgäuer Hauptmulde sich ausweitet, liegt im Ausgang der südlichen Seitentäler mit scharfer Überschiebung der Hauptdolomit der Wandflussschuppe, mit welcher die untere Einheit der Lechtal-Decke sich einstellt. Mit schön ausgeprägter Stirnfront lagert über diesem tieferen Stockwerk der Lechtal-Decke ihr höherer Hauptkörper (Braunarlspitze), der nach W und E sich weiter behauptet, im Nordrätikon in der Fundelkopfscholle wiederkehrt, jenseits des Lechtales hingegen in die Nordflanke der grossen Lechtal-Deckenmulde überleitet. Eine Längsstörung (Klesenza-Störung) gliedert diese Deckenmasse und scheidet ein südliches Kompartiment ab, das als Klostertalschuppe (GUBLER) bekannt ist und unter Zwischenschaltung der Klostertalantiklinale an die Scesaplana-Zimba-Scholle angrenzt und so den Zusammenhang mit der kristallinen Unterlage des Rätikon (Silvretta-Decke) findet.

Die gemeinsame Nordbegrenzung und Unterlage des oberostalpinen Deckgebirges, die Flyschzone, entspricht nach E. KRAUS — um nur die neueste und einlässlichst begründete Auffassung anzuführen — einer Übereinanderschichtung und Verwalzung dreier Decken (Feuerstätter, Sigiswanger und Oberstdorfer Decke). Obwohl gerade unser Querprofil bzw. dessen nördliche Fortsetzung den vollständigsten Einblick in die Flyschzone gewährt, ist daraus keine Bestätigung dieser Aufteilung abzuleiten. Ohne hier der geologischen Bedeutung der Flyschzone uns weiter zuzuwenden, sei allein darauf hingewiesen, dass deren Zusammenfassung in eine einzige, in sich zwar vielfach, aber doch nur ganz untergeordnet geschuppte ultrahelvetische Decke (Oberstdorfer Decke s. l.) den Verhältnissen besser entspricht; sie liegt nordwärts längs einer stark maskierten Überschiebung den helvetischen Falten (Wildflysch der Säntis-Decke) auf.

II. Beobachtungen im Nordrand der Zitterklapfenkette.

Da es sich in der Kontaktzone von Flysch und auflagerndem Ostalpin stets um eine markante Felsstufe mit reichlicher Schuttüberstreuung handelt, sind die Entblössungen in diesem tektonisch so wichtigen Saume selten. Die Gratpartien nordöstlich von Fontanella vermitteln jedoch ziemlich zusammenhängende Profile; sie wurden erstmals von MYLIUS, später von GUBLER beschrieben (11, p. 125), aber nur ganz cursorisch ausgewertet, weshalb uns ein weiteres Eingehen auf dieselben in Ergänzung zu AMPFERERS wertvollen Ausführungen von Belang erscheint.

1. Das Profil der Blasenka.

Mit einem plump sich ausnehmenden Hauptdolomitkopf, der Blasenka, endigt der Zitterklapfen-Hauptkamm gegen W über dem Schiefergehänge des oberen Seebergtobels. Während auf die ganze Längserstreckung der Zitterklapfenschuppe der Hauptdolomit in einer 60—80° geneigten, mächtigen, generell isoklinalen Schichtplatte ausstreicht, ist derselbe beim westlichen Absinken der Schuppe in eine etwas unvollständig entwickelte Faltenstirne einbezogen. O. AMPFERER hat zum erstenmal diese Lagerungsverhältnisse und das vorhandene Schichtprofil wiedergegeben (2, p. 199 und 4, p. 116), während GUBLER übermässig schematisiert.

Über den bankigen Hauptdolomit dieser Faltenstirne legen sich in der Gratpartie der Blasenka-Westseite die plattigen, fossiltrümmerreichen Rhätkalke, ihrerseits überleitend in die Fleckenmergelkalke und Schiefer des unteren Lias (Taf. XXVII, Prof. 3). Der Lias gewinnt hier grosse Mächtigkeit bei bunt wechselnder Schichtfolge. Über den tieferen Fleckenmergelpaketen finden sich stark zerknitterte schwarze Schiefer und schiefrige Sandsteine, wieder gefolgt von mehr plattigen, braun angewitterten Sandsteinen, denen auch Hornsteinlagen beigelegt sind; in hohen Felsabstürzen brechen die Schichtköpfe der in sich vielfach gefalteten Schichtserie gegen das Talende der Zafernalp ab. Gleichfalls ist aber auch zu erkennen, dass dieser Lias als Ganzes sich um den Dolomitkern herumlegt und diesen unterteuft. Dabei handelt es sich aber nicht um eine Verkehrtserie in Mittelschenkellage, sondern es ist zu folgern, dass der ganze Schichtstoss in muldenförmiger Lage unter den älteren Schuppenkern hinabgezwängt ist resp. von ihm überschoben wird. Dementsprechend finden sich in solcher Lage jüngere Schichtstufen (Aptychenkalk und Radiolarit). Das Westgehänge der Blasenka erschliesst diese Lagerungsbeziehungen, die skizzenhaft in Fig. 2 wiedergegeben und auf Prof. 2 in Taf. XXVII übertragen sind.

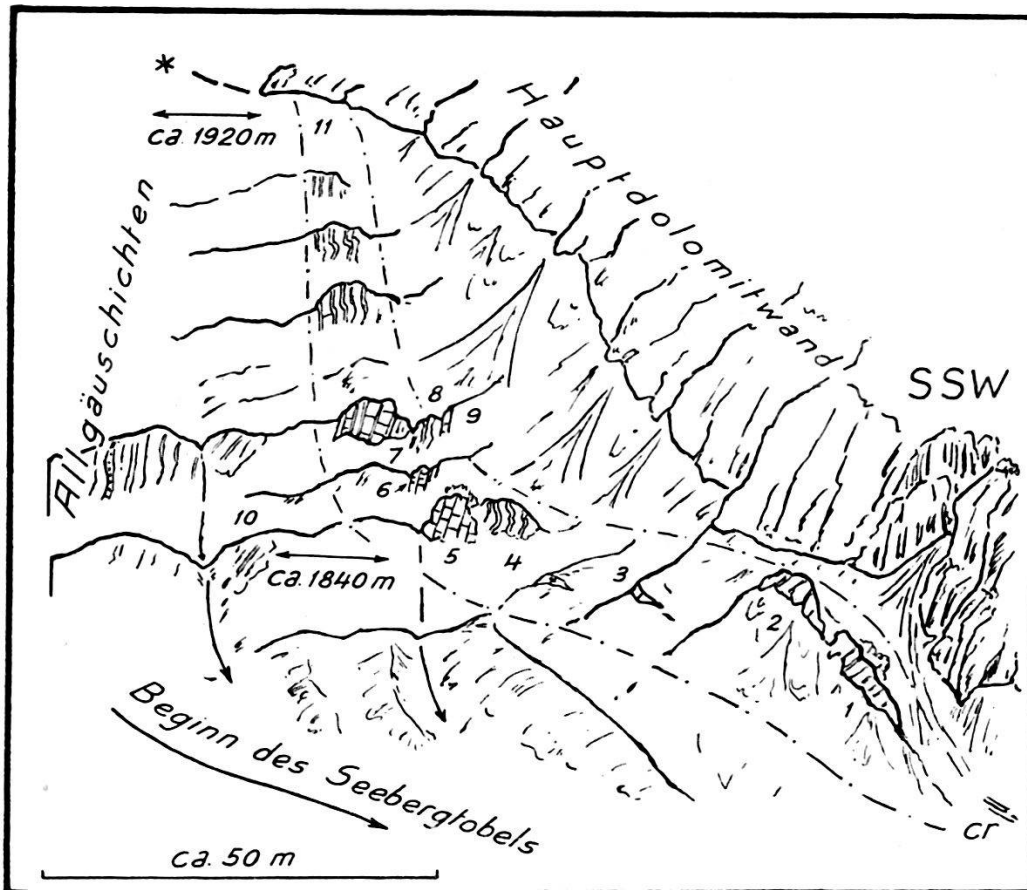


Fig. 2. Ansichtsskizze mit Profilquerzügen des Westhanges der Blasenka.

- 1, 2, 3. Mattgrauweisse, dichte Kalke, undeutlich gebankt und wellig verbogen; 50—70° Nordfallen; Typus der Aptychenkalke.
 4. Dünnbankige Hornsteinlagen, grünschwarz bis lauchgrün = Radiolaritstufe; Schieferzwischenlagen.
 5. Gesteinskliff von massigem, weissgrauem Kalk („pelagischer Kalk“ Fig. 38 in Lit. 11) mit Kieselschnüren; Übergang nach oben in rosafarbigem Kalk.
 6. Mattrotbraune Kalke, hervorgehend aus den weissen Aptychenkalken durch Zunahme des Tongehaltes, der in einzelnen Flasern und Schnüren sich einstellt (Typus Knollenkalk, Pseudobreccie), mit zahlreichen Aptychenresten, worunter gute Exemplare von *Aptychus sparcilamellosus* Zt.; ferner fand sich ein kleiner Selachierzahn, vermutlich *Orthacodus lorigidens* Ag. (dankenswerte Bestimmung durch Prof. A. JEANNET-Zürich).
 7. Gesteinskliff von „pelagischem Kalk“, weissgrau, dicht, splittrig brechend, durchzogen von schwarzem und grünlichem Kiesel (bes. gegen 8 zu); nach oben (links) mehr grauer Fleckenkalk.
 8. Dünnbankige Hornsteine und Schiefer.
 9. Fleckenkalk, dicht, lichtgrau.
 10. Mergelschiefer, gelbgrau durchsetzt von Lagen von Fleckenmergelkalk = Allgäuschichten; das Gehänge weiter nördlich enthält nebst schwarzgrauen Fleckenkalken auch massige Bänke braunen Sandsteins innerhalb der Allgäuschichten.
 11. Fortsetzung des Radiolaritzuges gehängeaufwärts; dieser wird diskordant von dem sich verschmälernden Endstück des Hauptdolomitkernes der Blasenka abgeschnitten.
- cr Rote und vorwiegend grüngraue Mergelschiefer, Couches rouges nach SSE zu, am Fusse der Hauptdolomitwand verschiedentlich austreichend. Die Strichpunktlinie umgrenzt den Radiolarit-Aptychenkalkzug, der als Ganzes eine aufrecht gestellte Gesteinsrippe im Liegenden des Hauptdolomits formt.

In der starken Liasanschwellung der Blasenka kommt den derselben eingelagerten Jura- und Kreidebildungen besonderes Interesse zu. Die steilstehende Aptychenkalkzone mit ihren Hornsteinzügen, die in AMPFERERS Profilen nicht verzeichnet ist, wurde von E. KRAUS in seinem Flyschwerk erstmals erwähnt, muss sich aber dort eine recht verschiedenartige Einordnung, wenn auch mit etwelchem Vorbehalt, gefallen lassen (11, p. 96 und Fig. 38). Es ist bekannt, dass der genannte Autor in dem sonst so verdienstvollen, grossangelegten Werke eine Flyschstratigraphie aufgestellt hat, die vielfach auf Widerspruch stossen muss; Schichtstufen, die vielerorts wohl mit Flyschfolgen enge verknüpft sind, weil mechanisch ihnen innig einverleibt, werden als cretacisch-pelagische Serie in eine oberste Schichtabteilung, die Birnwangschichten, der Oberstdorfer Decke zusammengefasst. Dass die als Sedimente der Birnwangschichten angesprochenen Oberjura-Stufen der Blasenka mit der ultrahelvetischen Flyschfolge keine stratigraphischen Beziehungen haben, ergibt sich allerdeutlichst aus dem Westhangprofil (Fig. 2), woselbst ja die „pelagischen Kalke“ durch ihren Schichtverband wie auch durch ihren Fossilinhalt (s. Erläuterung zu Fig. 2, Abs. 6) sich einwandfrei als Oberjura der Allgäu-Decke erweisen.

Der Aptychenkalk ist aber ein recht wenig konstantes Glied in der oberen Begrenzung der Allgäuschichten. Schon ein benachbartes Schichtprofil im nördlichen Steilhang der Blasenka zeigt ihn wie auch den Radiolarit ausgeschaltet; die Hilfskulissen A und B (Taf. XXVII) verdeutlichen den dortigen Schichtverband.

Im Liegenden des schiefrig-sandigen Lias ragt eine 8—10 m mächtige Konglomeratstufe aus dem Steilhang, sie hat anscheinend nur beschränkte Erstreckung und löst sich dann in einzelne Linsen auf. Dieses Blasenkakonglomerat wechselt bemerkenswert in der Grösse seiner Komponenten, die in einzelnen Blöcken — dann meist gelb angewitterter Dolomit — bis Kopfgrösse erreichen können; daneben finden sich — ohne Vollständigkeit der Aufzählung — reichlich quarzitisches Gesteine, schwarzblaue Kalke, wohlgerundete kristalline Gerölle und ganz selten etwas Hornsteinbrocken; unter dem Kristallin fällt ein lichtgrünlicher Quarzporphyr (mit Glimmer) auf, daneben ein grünlicher Granit und etwelche chloritisch-sericitische Schieferstückchen.

Lithologisch gegensätzlich wirkt die Liegendstufe zu diesem Konglomerat. Es ist eine schmale Zone (15—20 m Mächtigkeit) grauer, milder Mergelschiefer mit spärlichen Foraminiferen, Couches rouges, die gegen das Westende des ca. 200 m langen Gesteinsbandes durch wildflyschartige Schiefer (ruschlige, schwarze Tonschiefer) einen gewissen lithologischen Übergang zu der klastischen Schichtstufe anbahnen.

Nichtsdestoweniger ist die stratigraphische Zugehörigkeit der Konglomeratstufe, ob cretacisch oder Teil der Allgäuschichten, nicht

ohne weiteres zu entscheiden. Auch gegenüber dem Lias, der mit einer Wechsellagerung von dünnschichtigen, kalkigen Sandsteinen (etwas Pflanzenhäcksel) das Konglomerat ungestört überlagert, bestehen enge Beziehungen. Der Komponentengehalt ist wenig aufschlussreich, denn die geringwertige Beimengung von Hornstein lässt noch keinen Schluss auf eine postradiolaritische Stufe zu, indem derselbe auch liasisch sein könnte. Trotz dieser wenig bestimmenden Umstände möchte ich der Auffassung von GUBLER doch beipflichten, dass es sich hier nämlich um eine cretacische — nach ihm eher untercretacische — Transgressionsbildung handelt (10, p. 86). Nicht ganz zutreffend ist hier AMPFERERS Wiedergabe der Lagerungsverhältnisse, indem angeführt wird, dass das „bunte Konglomerat unmittelbar auf den Flyschsandsteinen lagert“ (2, p. 199 u. Abbildung). Auch muss die Deutung von E. KRAUS, der hier die obersten klastischen Flyschsedimente (Birnwangkonglomerat) sieht, zurückgewiesen werden. Das ganze Profil der Blasenka findet vielmehr, stratigraphisch besehen, darin am besten seine Erklärung, dass es sich um eine geantiklinalnahe Sedimentation der ostalpinen Oberkreide handelt, die über die verschiedenen Liegendstufen weggriff. Als letztere fungierten die Allgäuschichten, mit oder ohne Nachfolge der Aptychenkalk-Radiolarit-Fazies und, ausserhalb des Bestandes hier erhalten gebliebener Gebirgstelle, der kristalline Untergrund und seine alte Eindeckung (Triasquarzite).

Unter dem vorerwähnten Couches rouges-Band finden sich noch vereinzelt Linsen eines massigen, blaugrauen, lichtgrau anwitternden Kalkes, der zumal in der Nachbarschaft der Oberkreide an Sulzfluhkalk erinnern könnte. Es sind nur einzelne — vier — gartenhausgrosse Felsklötze, die unmittelbar den Flyschkalken aufliegen und teils einen Übergang nach oben in einen schiefbrig-fleckigen Kalk erkennen lassen. Ihre stratigraphische Zuordnung sei nach Durchsicht des nächstfolgenden Profils durchgeführt.

2. Das Profil des Annalperstecken-Gräshorn.

Das Gratstück zwischen dem Zaferntal und dem nächst östlicheren Dürrenbachtal, gelegen nördlich des Zitterklapfen-Hauptkammes, zieht durch seine bizarre Gestaltung in Formen und Farben die Aufmerksamkeit auf sich. Ist man, wie manche Forscher, der Überzeugung, dass der Überschiebungsrand des Oberostalpins besonders durch verschürfte Schubsplitter rückwärtiger Decken (Unterostalpin) gekennzeichnet sei, so werden hier gewiss manche Bilder des Rätikon wach gerufen. Die starke Häufung roter Couches rouges unter dem Felszahn des Annalperstecken könnte, von Westen betrachtet, ebensogut ein Ausschnitt aus einer Falknisdecke sein.

In dem genannten Querkamm sind morphologisch und tektonisch drei markante Felszacken leitend (s. Taf. XXVII, Prof. 5): im S der

mächtige Hauptdolomitkern der Zitterklapfenschuppe, die im Glattecker kulminiert; daran anschliessend, durch die schwarze Schieferbresche der Grauen Furggel geschieden, der Hauptdolomitkeil des Wilden Gräshorn und weiter nordwärts über dem grünen Schiefervorland der kühne Zahn des Annalperstecken. Die zwischengeschalteten Gratabschnitte weniger resistenter Formationen entsprechen muldenförmigen Bauteilen des überschobenen Gebirges. Solche Muldenposition kommt der breitausstreichenden Folge rosaroter und grüngrauer Mergel zu, welche die meisten Geologen als Couches rouges erklärten; ein untergeordnetes Schichtpaket von tonigen, schwarzen Schiefen, begleitet von blauschwarzem Kalk, dürfte als jüngster Muldentheil gedeutet werden. Von W gesehen, ist jedoch die Muldenanlage nicht ohne weiteres kenntlich, woraus wohl die Täuschung einer hier zu beobachtenden Schubstirne (2, p. 199) abzuleiten ist. Das Couches rouges-Gratprofil ergänzt sich nach der südlichen Muldenflanke zu durch mächtige, stark sekundär gefaltete Lias-schichten; dazwischen schaltet sich ein schwächtiger Keil von buntem Tithonkalk, der sich ein zweites Mal wiederholt und wieder ganz die knollige aptychenführende Fazies aufweist, wie sie schon aus dem Blasenkaprofil erwähnt ist und übereinkommt mit der Flexenpassausbildung der Lechtal-Decke¹). Die Nordflanke hingegen zeigt ein ganz anderes Bild. Keine Spur von Lias-Tithon ist hier erhalten geblieben. Als ob ein ursprünglicher Verband vorläge, folgen die roten Mergel über tonigen, schwarzen Schiefen mit knorrigen Sandkalkbänken, die in die Flyschfolge weiterleiten. Diese wenige Meter mächtige „Übergangszone“ entspricht aber einer tiefgreifenden Schichtzerreissung und Walzzone. Dies kündigen die hier in einzelnen Linsen vorkommenden blaugrauen, sulzfluhkalkähnlichen Gesteinslinsen an; sie stellen nichts anders als das Überbleibsel der ausgequetschten Nordflanke unserer Mulde dar. Dementsprechend ist der Hauptdolomit des Annalperstecken dem in seiner Lage verstellten Muldenschenkel gleichzusetzen.

Diese Aufteilung wird in der weiteren Verfolgung des Gratprofils nach Osten bestätigt. Der Hauptdolomit-Nordflügel gewinnt hier seine normale Stärke und massige Kalke in seinem Hangenden zeigen, dass es sich in den „Sulzfluhkalken“ unter den Couches rouges um die zerrissene Muldenflanke in den Rhätkalken handelt. Gleiche Zugehörigkeit und Rolle haben wir somit gewiss auch allen übrigen, schon erwähnten Schürflingen zwischen Flyschgesteinen und Couches rouges (Blasenkaprofil) zuzuerkennen.

¹) Es handelt sich im Gräshorngrat um braunrote oder auch grün und rot gefleckte, flaserig-uneben brechende, tonig-mergelige Kalke; sie lieferten neben nicht näher bestimmbar Belemniten zahlreiche, guterhaltene Aptychen aus der Gruppe der *sparcilamellosi*, der *punctati* und *laevi*, welche gewöhnlich mit den Gattungen *Oppelia* und *Aspidoceras* in Zusammenhang gebracht werden.

Auffällig ist das weitere Verhalten des Muldenkernes. Die im Gratprofil so breit ausstreichenden Couches rouges werden nach E zu einem ganz engen Keil von wenigen Metern zusammengedrängt und liegen zwischen ungleichen Liasflanken, teils unter Vorhandensein des knollig-roten Tithonkalkes (Felsabbruch über der Neungunten Alp; s. Taf. XXVII, Prof. 6). Jenseits des Dürrenbachtals (Tobele Alp) nimmt die im Annalperprofil so sehr hergenommene, hochgelegene Mulde weniger gestörte Form an, zugleich nach E stark ansteigend, so dass sie sich jenseits des Kammes von P. 2137 in die Luft aushebt. TH. BENZINGER hat diese Verhältnisse, in ihren Einzelheiten etwas vereinfacht, schon dargestellt (Toblermann-Grashornmulde, 6, p. 457).

Kehren wir zum Annalper-Gratprofil zurück. Hier schaltet sich ein weiteres, von der Dolomitmasse des Zitterklapfen überfahrenes Muldenstück südlich dem schon besprochenen ein. In der hochgelegenen Passlücke der Grauen Furggel kommt ihr sonst überall unter Schutt verborgener Inhalt auf kurze Strecke zutage. Vom Hauptdolomit des Südrandes aus den Passkamm nach N zu überschreitend, gewahrt man eben östlich unterhalb desselben ein Köpfchen steilstehenden Aptychenkalkes mit Radiolarit; es ist wohl ein aus tieferer Lage hervorgeschrüftes Stück aus der südlichen Muldenflanke, der die übrigen Schichtlagen des Querkammes zugehören. Es folgen 3—4 m Couches rouges, die dann ohne scharfe Grenze sich in ein stark verdrücktes Schichtpaket verlieren, in welchem alsbald sandig-quarzitische Sedimente vorwiegen. Schwarze, kieselige Schiefer, durchsetzt von braun anwitternden grauschwarzem, dichtem Sandstein innerhalb ruschliger schwarzer Schiefer, untergeordnet mergelig, wiegen vor, generell nach SE einfallend. Dieses stark gestörte Schichtpaket der Grauen Furggel möchte ich am ehesten für Übergangsschichten von Oberkreide (Couches rouges) in eine Wildflyschfazies halten. So entspricht es dem Muldenkern eines enggepressten Zwischenstückes, das sich nach SW noch weiter öffnet, nach E hingegen rasch ausgequetscht wird (Taf. XXVII, Prof. 6). Das Vorhandensein eines Flyschfensters (4, p. 117) halte ich hier für ausgeschlossen.

Formationen und Bau im Grat des Annalperstecken sind schon öfters besprochen worden, zuletzt von E. KRAUS, in dessen Profil (11, Abb 39) es sich freilich schwierig zurechtfinden lässt. Genannter Autor weist die Auffassungen, die zuvor MYLIUS 1912 und GUBLER 1927 niedergelegt hatten, zurück (p. 96), gibt aber meines Dafürhaltens eine „Verbesserung“, die einen Rückschritt bedeutet. Wenn MYLIUS sagt — und es profilmässig auch darstellt —, dass am Zitterklapfen die Couches rouges innerhalb des ostalpinen Triasgebirges auftreten, und zwar als Kernauffüllung einer Trias-Juramulde, so hat er damit das Richtige getroffen; auch GUBLER vertritt diese Meinung, die gänzlich mit der unsrigen übereinkommt. Für KRAUS handelt es sich um Senonflysch der Oberstdorfer Decke.

Übersehen wir nunmehr den Bauplan in der Gräshorn-Annalper-Schuppe und suchen ihn in einen strukturell-genetischen Verband mit der Blasenka zu bringen, so hebt sich ungefähr folgendes ab: An die steil nordwärts anbrandende Zitterklapfenschuppe fügt sich als äusserstes erhalten gebliebenes Randelement der Allgäu-Decke ein Muldenstück an; seine Flanken sind, als Wirkung des Schubvorganges, zerrissen und verschürft. Diesem Zustand entspricht das Gratprofil. Von dort gegen W zu accentuiert sich derselbe noch stärker und als Überbleibsel der ganzen Mulde bleibt nur mehr der Couches rouges-Streifen übrig, der im Liegenden des Blasenka-Lias schon besprochen wurde, dessen auseinandergerissene Rhätkalkklötze diesen Entwicklungsvorgang deutlich unterstreichen. Wenn also die recht breite Mulde am Annalperstecken sich im Profil der Blasenka auf wenige Meter reduziert hat und unter den Blasenka-Lias, also unter die Zitterklapfenschuppe, verschleppt ist, so muss zwischen dem Hauptdolomitkern und dieser verschürften Gesteinszone auch die Fortsetzung des an der Grauen Furggel erkannten Muldenkeiles zu liegen kommen. Unzugänglichkeit, reiche Schuttüberdeckung, aber auch die Kleinfaltungen im Blasenka-Lias lassen eine genauere Erkennung dieser Zusammenhänge nicht zu. Möglich wäre ja auch, dass die unter dem Dolomit des Blasenka-Westhanges zum Vorschein kommenden jüngeren Schichten (Fig. 2) mit der Einmündung der Grauen Furggel einen Zusammenhang haben; wahrscheinlich ist dies jedoch nicht, und ich halte dafür, dass dieser Muldenkeil westwärts ausgegangen ist, eventuell in den Liasfaltungen des Blasenka-Nordabsturzes zu suchen ist, wo denn auch ein Keil von rotem Aptychenkalk mit Radiolarit in den Liasschiefern steckt (Taf. XXVII, Prof. 3).

Die Gesamtheit der tektonischen Disposition zeigt somit im Blasenka-Profil, dass Bauteile, die sich ehemals in S-N-Richtung folgten, nunmehr unter starker Einschränkung ihres Schichtbestandes übereinandergestapelt erscheinen und unter den älteren Kern verkeilt, eingewickelt sind. Man könnte von einer Muldenverschuppung sprechen (s. *Rm* in Fig. 1).

III. Das Westende der Allgäu-Decke zwischen dem Grossen Walser- und dem Marultal.

In Ergänzung des in markanten Zügen durch O. AMPFERER 1931 schon klargestellten Bauplanes der Berge im Süden des Grossen Walsertales seien einzelne Teile desselben einer weiteren tektonischen Analyse unterzogen (Fig. 3). Dabei sei der Zusammenhang erst vermittelt der Zitterklapfenschuppe gewonnen, um daraufhin in deren Liegendem und Hangendem die engeren Beziehungen festzustellen.

1. Die Tschenglenschuppe.

Bei Seeberg schneidet der noch stets steil nach SSE einfallende Hauptdolomit der Blasenka den Talweg. Jenseits stellt sich in wenig davon abweichender Streichrichtung ein Hauptdolomitzug ein, dem eine örtlich besonders gut entwickelte Rotzone im oberen Rhätniveau folgt, weiterhin überlagert von Fleckenmergeln und -kalken des Lias. Im Hangenden dieses Lias stellt sich eine Schiefer-Sandsteinfohle ein, die schon verschiedene Deutung gefunden hat. Sie beschlägt das Gebiet der Partnomalpen und wird nach oben begrenzt durch die Hauptdolomitwand der Wandfluh und die wohl als Rhätkalk zu deutende Unterlage des Glattmar. J. GUBLER glaubte in diesem Schieferareal die Flyschunterlage zu erkennen und stellt diese Schichten in eine ganz unglaubliche Position (10, Pl. II, Prof. IV), nämlich in eine die Wandflussschuppe einwickelnde Flyschschuppe. O. AMPFERER pflichtet insofern unserem Vorgänger bei, als auch er das Schiefergebiet als Flyschunterlage betrachtet und von einem zwischen den Allgäuschichten liegenden Flyschfenster spricht (2, p. 184 und 196). Bei KRAUS hingegen finden wir die Feststellung, dass „der Bergrücken zwischen Garsella, Steris Alpe und Marul-Raggal aus Birnwangschichten, im SE aus oberostalpinem Flysch“ besteht (11, p. 94).

Behalten wir vorerst das Gebiet der Partnomalpen im Auge, so hält es schwer, aus dieser Schieferfolge, die das normale Liasprofil fortsetzt, einen Teil herauszulösen und als Flyschunterlage einzusetzen.

Einen tiefen Einriss in diese tektonisch stark hergenommene Schiefermasse gibt das unwegsame Steintobel. Dünnpaltige Kalksandsteine, wechsellagernd mit Schiefem, sandige Kalke usw. werden angetroffen, also eine Gesteinsvergesellschaftung, die noch wenig aussagt; dazu gesellen sich aber auch eingeklemmte Pakete von lichtgrünlichem, weissem oder rosarot nuanciertem Kalk, begleitet von Hornstein; O. AMPFERER hat sie in der Unteren Partomalpe fossilführend (Aptychen, s. 2, Fig. 7) angetroffen; Fleckenkalke und -mergel stehen verschiedentlich an. Aus diesen Gründen scheint es mir mehr begründet, das Gebiet der Partnomalpen noch insgesamt den stark schieferigen Allgäuschichten zuzuzählen, in welchen einzelne oberjurassische Synklinalkeile stecken (Prof. 11) und den Flyschbereich dieses Gebietes auf eine unbedeutendere Einbuchtung weiter westlich zu beschränken.

Wenn wir uns also für die Unaufteilbarkeit einer Trias-Lias-Folge der südlichen Talseite (Partnomalpen) entscheiden, so bleibt dabei aber noch ungewiss, ob dieselbe unmittelbar der südwestlichen Fortsetzung der Zitterklapfenschuppe entspricht, oder aber eine tektonische Trennung in der schutterfüllten Taltiefe vorliegt. Der Zusammenhang des Liasgebietes von Partnom über Künzswald mit den Allgäuschichten der Buchbodener Synklinale (BU), gelegen im Rücken des Zitterklapfen, weist auf enge Beziehungen; zugleich aber kann

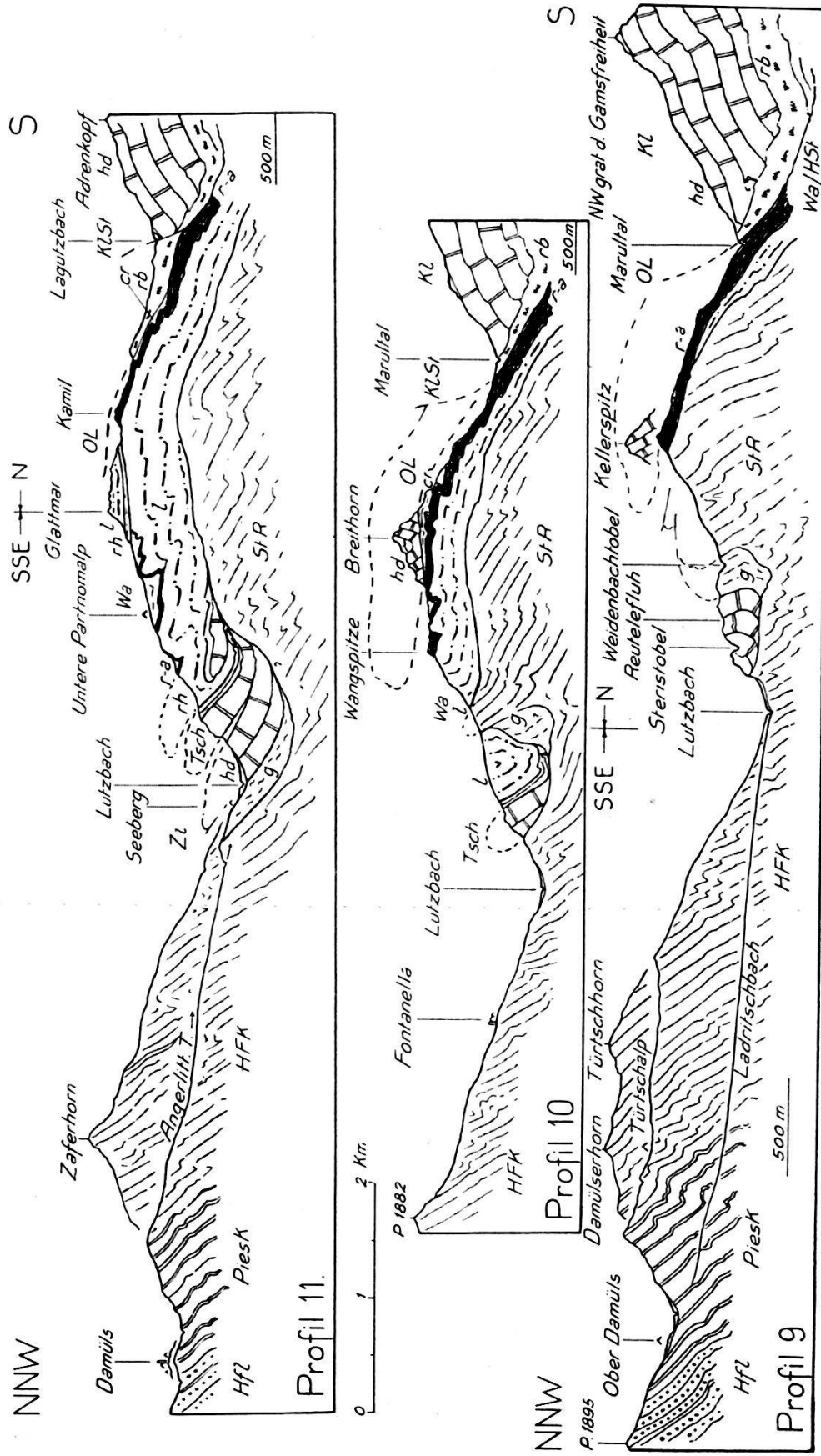


Fig. 3. Profilserie durch das Westende der Allgäu-Decke.
(Grosses Walsertal-Marulltal.)

Signaturen und Abkürzungen wie in Fig. 1, S. 451, ausserdem *Hfl* = Hauptflyschsandstein; *g* = Mergelzone des Seewaldsee, event. Gosaumergel; *Tsch* = Tschenglienschuppe; *Hst* = Schuppe des Hangenden Stein (= Wandfluschuppe).

aus dieser Verbindung geschlossen werden, dass es auch nicht die Walsertalschuppe ist — wie dies GUBLER tut —, welche in dem Triaszug der Reutelefluh ihre unmittelbare Fortsetzung findet. Aus der allgemeinen Disposition hingegen kann hervorgehen, dass dem Tallauf sehr wohl ein tektonischer, wenn auch untergeordneter Trennungsstrich folgt, der ein westliches Endstück — wir bezeichnen es nach der Örtlichkeit des Westendes der Triaszone als Tschenglenschuppe — von der eigentlichen Zitterklapfenschuppe abspaltet.

O. AMPFERER hat auf tektonische Einzelzüge dieser Schuppe hingewiesen, indem er eine gegen W gekehrte Stirnfalte als Endstück der Allgäu-Decke hinstellt (2, p. 197 und Fig. 18). Eine solche Umbiegung zeichnet sich im Ausgang des Steristobels ab (Wasserfall), dürfte aber doch nur lokale Bedeutung haben, denn da, wo die schwarzblauen, massigen Rhätkalke dieses Zuges das Weidenbachtobel erreichen und dort endgültig aussetzen, herrscht wieder gewöhnliches E-W-Streichen, und in gleicher Orientierung finden sich in der Richtung gegen Platzern Aptychenkalke, als letzter Rest dieser Schuppe den Flyschgesteinen eingefaltet.

2. Der „Sterisrücken“ und die Gosauzone.

Von einem relativ beschränkten Hineinragen des Flyschunterbaues zwischen die Deckschuppen war schon die Rede. In den sonst moränenüberdeckten Hängen bietet der Aufriss des Weidenbachtobels dafür ein wichtiges Profil (Fig. 3, Prof. 9). Es zeigt, dass die Flyschunterlage zwischen dem Aptychenkalkzug im Südfuss der Staffelfederkette (deren Dolomitgrat die nächst höhere Einheit ausmacht) und der eben verfolgten Tschenglenschuppe mehr oder weniger, tektonisch gesprochen, rückenbildend von W nach E in die Deckschuppen hineingreift. Der Abstieg durch das Weidenbachtobel²⁾ (beginnend nächst P. 1738) zeigt bis in eine Meereshöhe von ca. 1100 m den eintönigen Wechsel der Flyschgesteine (Kalk- und Mergelschiefer, Sandkalke und einzelne Feinbreccien), vorwiegend mit mässigem Südfall und nur einzelne untergeordnete Faltungen aufweisend. In der genannten Höhe ändert das Flyschprofil mit recht scharfer Grenzfläche in eine Aufeinanderfolge von meist schmutziggrauen, mehr oder weniger sandigen Mergeln, die reichlich von dünnen Kalksandsteinbändern durchzogen sind oder solche in Linsen zwischengeschaltet enthalten. Diese Mergelserie, auf welcher der Flyschkomplex me-

²⁾ In der Toponymie der Lokalitäten herrscht in den Bergen des Walsertales wenig Präzision. In der Benennung dieser Tobelrunse folge ich der topographischen Karte 1 : 25.000, obwohl nach Erkundigung dieser Name nicht bekannt ist und dieser Wasserriss — in unpassender Weise — als Steristobel bezeichnet wird. Der aus der Steris Alpe abfließende Bach, der schluchtförmig die Reutelefluh durchsetzt, bleibt anscheinend bei den Anwohnern unbekannt. Es war von ihm hier schon als Steristobel die Rede.

chanisch begrenzt aufrucht, reicht bis in das Tobelniveau von ca. 970 m hinab, woselbst sich wieder gewöhnlicher Flysch und das Westende der Trias der Tschenglenschuppe einstellt. Besonders im unteren Abschnitt dieser fremdartigen, wohl über 300 m mächtigen Mergelschicht finden sich konglomeratische Zwischenlagen, teils auch nur in einzelnen, wohlgerundeten Stücken dem Mergel eingebacken; auch Hornsteinkomponenten von lauchgrüner Farbe, ähnlich wie sie in der Radiolaritstufe auftreten, wurden wahrgenommen. Diese Bildung als Ganzes erinnert sehr stark an die Gosau-Mergelzone, wie sie am Aussenrande der Allgäu-Decke bei Hindelang, im Vilstale oder im Hölltobel bei Buching auftritt. Sollte hier ein analoger Mergelstreifen oberostalpinen Herkunft vorliegen, wie er in den bayrischen Alpen stets wegen seiner Unabtrennbarkeit vom ultrahelvetischen — dort zwar als oberostalpin eingeschätztem (RICHTER) — Flysch als Bindeglied zwischen Ostalpin und Flyschvorland angeführt wird? Der Vergleich stützt sich freilich mehr auf einen Eindruck, wird aber dadurch bestärkt, dass auch E. KRAUS aus den Anrissen zwischen Steris Alpe und Garsella (11, p. 94) eine Gesteinsfolge beschreibt, die mit unserer Zone übereinkommen dürfte, die ich aber mangels topographischer Orientierung nicht hinreichend zu verwerten vermag; genannter Autor erwähnt aus klastischen Lagen Lias- und Malmgerölle und sieht in diesen Sedimenten oberostalpinen Cenoman-Flysch.

In Zusammenhang mit dieser Mergelzone des Weidenbachtobels gewinnt eine ähnliche Bildung in der Randzone der Zitterklapfenschuppe auf der nördlichen Talseite vermehrtes Interesse. Es wurde beiläufig schon bemerkt (Fig. 2), dass die Stufen des Blasenka-Profiles im Liegenden des Hauptdolomites weiterer Beobachtung nach der Taltiefe zu entgehen. Die vorhandenen Anrisse entblößen unter dem Sonnenkopf allein Couches rouges, feinsandig und übergehend in eine Mergelbildung (viel Schuttbedeckung!), die ich anderwärts Seewaldseezone benannt habe (7). Dieser Gesteinsstreifen zieht über den Seewaldsee zur Taltiefe und lässt sich kaum in der Flyschzone, an die er angrenzt, unterbringen³⁾; da die eben erwähnten Couches rouges Zusammenhang mit der jüngsten Muldenfüllung der Gräshornschuppe finden, ist ihr Einbezug in den überschobenen und unter die Zitterklapfenschuppe verkeilten Aussenrand der Allgäu-Decke gegeben⁴⁾.

³⁾ Die graugelben, feinstsandigen Mergel — auch tonige Schiefer treten hinzu — mit dünnen Kalksandsteinbänken ähneln stark den Schichten des Weidenbachtobels, jedoch fand ich mit Ausnahme eines einzelnen Handstücks keine eigentlichen Geröllagen; es bleibt in solchen Fällen oft zweifelhaft, ob es sich nicht um mechanisch geschaffene Gerölle, sog. Phakoide, handelt.

⁴⁾ Auch andersartige Überschiebungsklappen treten in dieser Randzone auf. Am Rande der Seewaldseezone und nächst dem Abbruch der Flyschmergel und -kalke in das Seebergtobel findet sich westlich des kleinen Seewaldsees eine wenig ausgedehnte Klippe von Radiolarit und Aptychenkalk (Taf. XXVII, Prof. 1). Vermutlich liegt der Gesteinskomplex „pelagischer Kalke“ vor, den auch E. KRAUS

Die Frage nach dem Zusammenhang der erwähnten Mergelzonen beiderseits des Talbaches lässt sich nicht durch Beobachtung klären. In der tektonischen Kartenskizze (Taf. XXVI) ist hypothetisch eine Möglichkeit angedeutet. Sie besagt, dass die eigentliche Seewaldseezone unter dem Dolomit der Tschenglenschuppe für kurze Erstreckung verschwindet, um dann — weil eben die Tschenglentrias das Zitterklapfenende leichthin überschieben dürfte — im Gebiet des Weidenbachtobels in Form der schon erwähnten gosauähnlichen Mergel wieder zum Vorschein zu kommen und in die Gegend von Platzern auf eine nicht weiter festzulegende Strecke weiterzustreichen. Ihr hangender Hauptdolomit ist mittlerweile vollständig ausgedünnt und verschwunden. Mit einer solchen Auffassung in Übereinstimmung ist der Umstand, dass die Mergelzone im Liegenden der in prächtiger Überschiebung blossgelegten Dolomitwand der Tschenglenschuppe (am Ausgang des Steintobels) nicht vorhanden ist. Diese Lagerungsverhältnisse sind durch die in den Profilen dargestellte Entwicklung deutlich gemacht (Prof. 11, 10, 9).

Der Bauplan im Gebirgsstück zwischen Grosse Walser- und Marultal ist nunmehr hinreichend skizziert, um abzuleiten, dass die Flyschunterlage hier beträchtlich in die Übereinanderschichtung der Deckschuppen hineingreift. O. AMPFERER hat 1931 aus der Art der Umgrenzung des Flyschunterbaues geschlossen, dass hier eine Art präexistierender Flyschrücken sich dem Deckenanschub entgegenstellte (2, p. 193), ein accentuiertes Relief der Unterlage also schon zuvor vorhanden war, somit ein deutliches Beispiel für Reliefüberschiebung vorläge. Obwohl wir das Flyschareal geringer einschätzen als dies aus GUBLERS Karte sich ergibt, ist die Existenz einer solchen positiven Flyschwelle unter dem Deckgebirge nicht in Abrede zu stellen. Es fragt sich allein inwieweit dieselbe bedingt ist durch spätere gemeinsame Verfaltung mit dem Ostalpin, und welcher Betrag auf Rechnung schon zuvor bestehender Unebenheiten in der Überschiebungsunterlage zu setzen ist. Diese Scheidung dürfte einer genaueren Beurteilung kaum zugänglich sein. Immerhin aber lässt sich das Gesamtbild der Decken- resp. Schuppenübereinanderschichtung, wie sie sich im Grossen Walsertal anzeigt, mit dem Vorhandensein des Flyschrückens, den wir hier der Präzision halber als „Sterisrücken“ bezeichnen wollen, gut in Zusammenklang bringen. In seinem Nordrand häufen sich die kleineren Schuppen des Walsertal-Südrandes (Fig. 3, Prof. 10 und 11), da wo der Rücken aber nach E zu absinkt, wachsen die überlagernden Einheiten zu grösseren Gebilden an, welche die entstehende Depression ausfüllen; dort ist auch

beschreibt und im Grundriss skizziert (11, Abb. 37). Sicherheit der Identität besteht freilich nicht, da jene Schichten aus dem Seebergtobel selbst erwähnt werden, woselbst ich nur Flysch erkannte. Hier wie auch anderwärts ist aber die Allgäuer Zugehörigkeit der Calpionellen führenden Gesteine ausser Zweifel.

ihr Hauptdolomitkörper kräftig erhalten, über dem Rücken ist er aber abgeschert, und auch die später noch zu besprechenden Lechtal-Decken erscheinen weitgehend durch das Hindernis beeinflusst. Wir kommen also hier zu einer gleichartigen Interpretation, wie sie O. AMPFERER gegeben hat.

Bevor den anschliessenden höheren Lechtal-Decken nachgegangen sei, wenden wir uns erst der streichenden östlichen Fortsetzung der bisher besprochenen Randzone der Allgäu-Decke zu.

IV. Das Querprofil der Bregenzer Ach.

Es kann uns hier nicht obliegen, die einzelnen Bauteile der Allgäu-Decke in ihren strukturellen Einzelheiten aus dem Grossen Walsertal weiter nach E zu verfolgen. Die neuere Untersuchung der Berge im Quellgebiet der Bregenzer Ach durch TH. BENZINGER gibt darüber hinreichend Aufschluss (6, p. 454—466). In der Absicht, die Beschaffenheit der Randzone der Allgäu-Decke gegenüber dem ultrahelvetischen Flysch in dem tiefen, in ausgezeichneter Weise geologisch vorbedingten Taleinschnitt der Bregenzer Ach zu erkunden, muss allein zur Vervollständigung des Rahmens das dort nur leicht veränderte Inventar der Allgäu-Decke durchgegangen sein.

Gehen wir von der Walsertalschuppe aus, so ist aus den Ausführungen BENZINGERS bekannt, dass dieselbe noch im hinteren Walsertal (Geissrücken) durch eine unvermittelt aufstossende Falte ersetzt wird. Diese Ersatzschuppe weitet sich dann zu der mächtigen Hoch Künzel-Schuppe aus, welche in der hohen, westseitigen Bergfront des Aichtales, in der Hoch Künzelspitze, die in der nächst nördlichen Nieder Künzelspitze ausstreichende Fortsetzung der Zitterklapfenschuppe überragt. Ob diese Schuppen nun wirklich, wie BENZINGER nach örtlichen Beobachtungen anführt, in aufrechtem, geschlossenem Faltengewölbe nordwärts eine Stirne bilden, oder ob doch mehr nur schuppenförmige Strukturen mit Überschiebung den anschliessenden Muldenzügen aufliegen, ist theoretisch nicht von sehr grossem Belang; für den westlicheren Gebirgstheil scheint mir die Art der Darstellung von GUBLER, dass es sich um eigentliche Schuppen handelt, eher zuzutreffen, indem ich mich vergeblich nach den schliessenden Faltengewölben umsah. Wie dem auch sei, so scheinen in der Künzelgruppe die Aufschiebungsflächen der Schuppen flacher zu liegen und erreichen dieselben die Taltiefe bei Hopfreen mit stark zurückweichendem Ausstrichsrand. Die zwischenliegende nördliche Mulde (BU) wird nunmehr rechtsseitig der Ach praktisch vollständig ausgequetscht — untergeordnete, örtliche Zwischenschaltung von Kössener Mergelschiefer — während das nächst südlichere Trennungsglied gegenüber der Lechtal-Decke sich zur weiten Allgäuer Hauptmulde entfaltet und sicherlich in sich wieder den „Keim“ zu neuen aus ihr hervorstwachsenden Schuppen und Teildecken trägt.

Die Ostseite des Achtales zeigt nunmehr die Nordbegrenzung der zusammengeschweissten Schuppenkörper um nahezu 1 km nach N verstellt, was ohne Zweifel, wie dies schon RICHTHOFEN hier vermutete, die Wirkung einer Querstörung ist, die mit der Querdepression zusammenfällt. ROTHPLETZ glaubt, dass sie auf 4—5 km nach SE anhält, BENZINGER tut ihrer keine Erwähnung. In den Bergen am Südennde des Kleinen Walsertales lösen sich dann die randlichen Teilglieder der Allgäu-Decke wieder voneinander, und in dem mächtigen Felsker des Widderstein hebt sich die Hoch Künzel-Schuppe als hohe, aufrechte Antiklinale ab. während, gleichfalls steilgestellt, das Äquivalent der Zitterklapfenschuppe im Kleinen Widderstein an das Flyschvorland und ein demselben aufgesetztes Randglied grenzt; dieses letztere, die komplexe Bärenkopfmulde, ist ein der zuvor eingehend gewürdigten Gräshornschuppe äquivalentes Gebilde, das auch wieder, wie noch zu erwähnen sein wird, verschürfte Muldensedimente unter sich eingewickelt enthält.

Wenden wir uns nun diesem Randsaum der Allgäu-Decke zu. Mit dem Aussetzen der Muldenschuppe des Gräshorn am Grat P. 2137 fehlt in der Depressionszone der Bregenzer Ach ein entsprechender „Bezugsort“, aus welchem die an der Basis weiterhin noch vorhandenen, gewiss als Kreide zu gelten habenden verschürften Massen des Randsaumes unmittelbar abgeleitet werden könnten. Dies sagt aber ganz und gar nicht, dass solche nicht aus analogen Randelementen stammen. Bis zum Achtal sind sie ganz spärlich vorhanden. Ich traf rotbraune und grüngraue Mergelschiefer, die gewiss auch in die Couches rouges gehören, unter der Hauptdolomitüberschiebung des Toblermann (ob der Gauthütte; in der Lechtalkarte fehlend). Auch unter den Felswänden Nieder Künzelspitze-Schiedle Alp dürften ganz spärliche Fetzen solchen eingekeilten Allgäumaterials vorhanden sein.

Ein merkbar verändertes Regime greift dann jenseits der Depression des Achtales Platz. Eine breite Quetschzone schaltet sich zwischen die steil südfallenden Kalke und Mergelschiefer des Flysch und die vielleicht im Mittel 35° SSE einfallende Allgäu-Decke ein. Die untersten Einrisse in diese Zone finden sich nächst der Talstrasse bei Zellboden (Hopfreben) und zeigen längs den Flyschgesteinen eine fast N-S orientierte Störungszone mit Einzelharnischen, an welche stark zerdrückte rote und grünliche Mergeltone grenzen; auch Flyschschiefer mit Fucoiden sind in dieses auf 1—2 m aufgeschlossene Zerreibungsprodukt aufgenommen.

In breitem Aufriss, welcher der ganzen Quetschzone über 200 m Ausstrichbreite gibt, ist dieselbe wieder im Grat des Üntschenjochs angeschnitten. Es handelt sich in der Hauptsache um eine Tonmergelgruppe mit reichlicher Sandsteindurchwirkung. Ihr Profil ist in Skizze und Text der Fig. 4 festgehalten.

Ausserhalb des eigentlichen Gratprofils gewinnen die ausgezeichneten Anrisse unter den Moränen unterhalb der Hinteren Üntschentalp besonderes Interesse (Profilkulissen c—c' und d—d', Fig. 4). Dort stehen in den obersten Verzweigungen des Üntschentobels intensiv verknetete, von lauter Harnischen begrenzte, bröcklige Tone bis Tonschiefer von grüngrauer, olivgrüner oder roter Farbe an; sie enthalten in Schichtlagen oder abgerissenen Schichtpaketen dünn geschichtete blaue oder blaugrünliche Sandsteine mit kalkigem Bindemittel; ebenso gewöhnlich sind auch nur linsig flaserige, von schwarzem Schiefer umschaltete sandige Partien. Dieses Sandsteinmaterial ist jenes, das in oberflächlicher Weideverwitterung jene sammetbraun gefärbten, ganz entkalkten Sandsteinbrocken abgibt. Zu den steilgestellten Flyschgesteinen (Sandkalke, wenn dünnschichtig nicht unähnlich jenem der Quetschzone, Mergelschiefer, aber auch dichter, splitteriger Kalk von Piesenkopfkalkart usw.), die in sich wieder gefaltet und zerbrochen sind, ist ein ausgesprochener mechanischer Kontakt aufgeschlossen; er steht nahezu senkrecht, ja sogar das südlich daran angedrückte Schichtmaterial greift lokal unter die Flyschgesteine hinein (10, Fig. 4). Da hier Schieferformation auf Schieferformation gedrückt ist, fehlt eine sauber durchgehende Dislokationsfläche; dass der tektonische Hiatus aber vorhanden ist, ist augenfällig. Gegenüber dem Gratprofil, das lange nicht so schön die Frische der Gesteinsaufschlüsse des Üntschentobels vermittelt, ist als unterschiedlich das Fehlen der Couches rouges und der Konglomerate — zwar in einem Blocke getroffen — zu bemerken.

Die Position der durchgangenen Quetschzone, als auf mechanischem Wege zwischen die Dolomitmasse und die generell steilstehende Flyschfolge eingezwängt, ist in den Aufschlüssen vollkommen klar. Ein Zusammenfügen dieser bunten Schiefertone mit ihren Übergängen in Couches rouges und ihrem unvermittelten Fazieswechsel in grobklastische Sedimente in eine kontinuierliche Schichtreihe mit der anders gearteten Flyschserie der Oberstdorfer Decke ist durch die Kontaktverhältnisse des Üntschentobels ad absurdum geführt; eine diese Serie umfassende ultrahelvetische Flyschgruppe, die Birnwangschichten im Sinne von E. KRAUS, kann hier nicht abgegrenzt werden⁵⁾. Obwohl hier kein Zusammenhang mit Bauteilen der Allgäu-Decke besteht, liegt es doch auf der Hand, dass die in der Zitterklapfenkette erkannte Beziehung auch auf benachbarte östliche Gebiete übertragen werden

⁵⁾ Demgegenüber sei hier die Beobachtung nicht unterdrückt, dass es weiter westlich Schichtfolgen im oberen Flysch gibt, die ein Aufkommen von einer Art „pelagischen“ Fazies nahelegen könnten (Drei Schwestern), indem daselbst die Herauslösung kieseliger Bändchen und roter Schiefer aus dem Flyschschichtverband schwierig durchführbar ist, und so in beschränktem Sinne der durch E. KRAUS befürworteten Stratigraphie eine gewisse Berechtigung zukäme. Doch sind die Verhältnisse noch nicht genügend abgeklärt.

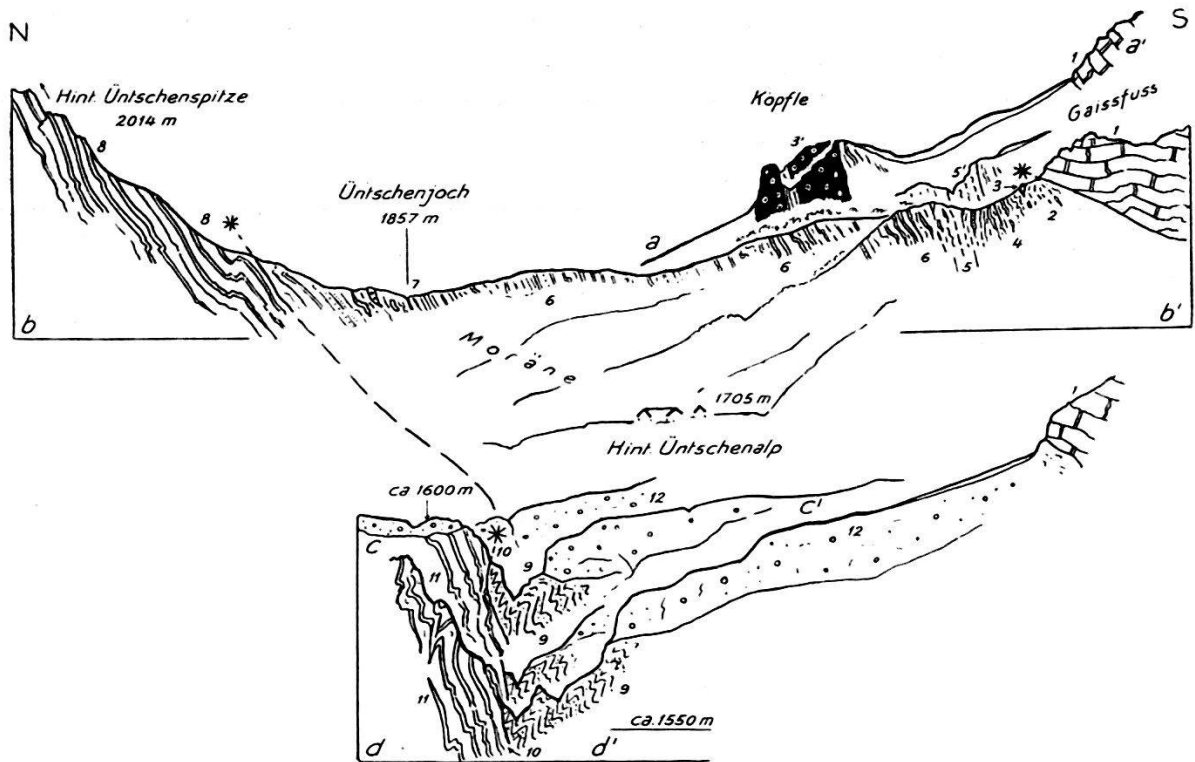


Fig. 4. Die Randzone am Ütschenjoch.

I. Gratprofil (a—a' & b—b'):

1. Hauptdolomit der Zitterklapfen-Klein Widderstein-Schuppe.
2. Als Unterlage der Überschiebung und nur durch spärliche Anzeichen unter Schuttbedeckung angedeutet:
 - 3—4 m rote bis grünbraune krümelige Schiefertone mit dünn-
schichtigen Sandsteineinlagen.
3. Linse polygenen Konglomerats (wie 3'), 1—3 m, ost- und westwärts
auskeilend.
- 3'. (Östlich ausserhalb des Gratprofils in ca. 300 m Abstand von demselben den
felsigen Bergsporn des „Köpfle“ in der Stierloch Alpe bildend.) Polygenes
Konglomerat (Nagelfluh), eine mächtige Anschwellung (30—50 m) innerhalb
nicht aufgeschlossener Schieferumgebung; Komponenten (ohne Vollständig-
keit): rot und grün gesprenkelte Quarzite und Quarzitsandsteine, grüne, dichte
Quarzite, Quarzsandsteine (mit Glimmer), gelbliche, dolomitische Kalke und
Dolomite, blaugraue dichte Kalke, brecciöse Kalke, Kalkfeinbreccien, grün-
liche, phyllitische Schieferbrocken; daneben durchziehen auch Schlieren und
Bänder von Sandkalk (feinbrecciös) und Schiefer das gröber klastische
Gestein.
4. 15 m Schiefertone mit Einlagen; rotbraun bis grünschwarz, auch olivgrün,
feinblättrig und stark zerschürft, durchsetzt von Brocken oder dünnen Lagen
von grüngrauem, dünn-
schichtigem Sandstein, teils auch in schieferumschalteten
Linsen auftretend; vereinzelte dünne Quarzitbänke.
5. Mergelschiefer (Übergang); düstergrau mit Einlagen von Mergelkalklin-
sen; in der Gratpartie weniger mächtig und ausgeprägt entwickeln sich daraus nach
E zu (5') graugrüne Mergelschiefer, die in typische rosarote Couches
rouges (durch Foraminiferen gekörnelt) übergehen; im Grat ca. 5 m, östlich
davon ca. 15 m.
6. Ruschlige Mergelschiefer, vereinzelte Mergelkalklin-
sen, da und dort auch
tonig mit dünnem Quarzitbänke, nach unten überleitend in eine mächtige

- Aufeinanderfolge von dünnblättrigem Schieferthon, in welchem grünschwarze, olivgrüne und schwarze oder auch rote Farbtöne abwechseln; es schalten sich mächtigere Sandsteinpatrien dazwischen, die jedoch alle recht dünn-schichtig sind und verwittert einen bröckligen, ockerigen oder, wenn tiefgründig umgewandelt, einen sammetbraunen, dann kalkfreien Sandstein abgeben.
7. In der Passlücke: feinschuppige rote Tonschiefer, wechselnd mit grünen, etwas sandigen Schiefen und Zwischenlagen von dünnen, grünbraunen, wenig mächtigen Sandsteinlagen; nördlich ansteigend etwelche dickere, ockerige Sandsteinlinsen nebst buntem Schieferthon; 6 + 7 ca. 150 m.
 8. Flyschmergelschiefer und -mergelkalke mit einzelnen Zwischenschaltungen von braun anwitterndem Sandkalk, 50—60° SSE einfallend.

II. Im Tobelanriss (siehe Text):

9. Obercretacische Flyschserie, correspondiert mit 2—7 des Gratprofiles.
10. Knetkontakt von ostalpiner Schubmasse mit Flyschgebirge.
11. Flyschkalkzone.
12. Moräne.

darf. Die Variabilität der Sedimente unterstreicht die so unsteten Ablagerungsbedingungen während der Oberkreide.

Während auf der Westseite des Üntschenjochgrates vorwiegend tonige Sedimente in der Randzone auffallen, zeigt die Ostseite in der Stierloch Alpe die schon durch KRAUS als „Birnwangkonglomerat“ näher beschriebenen grobklastischen Einlagen (Konglomerat des Köpfle 3', Fig. 4). Mit diesem Autor vergleiche ich dieselben mit gleichartigen Bildungen des Allgäu, insbesondere mit den Konglomeraten bei Hindelang (Rosskopf), die aber dort eben auch nicht dem Flysch zuzuschlagen sind, sondern in engstem Verband stehen mit den Gosaumergeln, in welche sie durch das Zwischenmaterial der gerölldurchschwärmten Mergel überleiten; beide liegen diskordant als verfrachtetes Randsediment auf den steilgestellten Bänken der Oberstdorfer Einheit; es ist oberostalpinisches Material.

Unsere Absicht, für die Tektonik der Randzone der Allgäu-Decke in ihrem westlichen Endstück neue Gesichtspunkte der tektonischen Aufklärung zu liefern, wäre unvollständig, wenn nicht noch auf die schon erwähnte Randscholle des Bärenkopf Bezug genommen würde. Auch hier hat TH. BENZINGER wertvolle Aufklärung gegeben, die durch Spezialprofile von E. KRAUS aus der Randzone bei Baad wichtige Ergänzung erfahren hat; meine Kenntnis der Gegend beruht hingegen mehr nur auf einem flüchtigen Besuch zu einer Zeit, woselbst die hier diskutierten Fragen noch nicht erwogen wurden.

Der Bergklotz des Bärenkopf s. l. formt ein zwischen dem Bär-gunt- und dem Gentscheltal vorspringendes Deckenstück, dem eine breite, in abweichender NW-SE-Richtung orientierte, komplexe Mulde zugrunde liegt; sie enthält den gewöhnlichen Inhalt der Allgäumulden mit Allgäuschichten, Aptychenkalk und Radiolarit. Diese Schichten finden sich aber auch im Liegenden des die Muldensohle bildenden, mächtigen Hauptdolomits, also über dem südfallenden

Flysch; sie scheinen den ganzen Berg auf seiner Nordseite zu umgürten und können tektonogenetisch kaum voneinander getrennt werden. Wie BENZINGER beschreibt und profilmässig darstellt (p. 446 und Taf. XII, Prof. I und II), repräsentieren diese „Muldensedimente“ nur mehr einen „gequälten Trümmerhaufen von Radiolariten, Aptychenkalken und Fleckenmergeln“. Mit der südwardigen Falte des Kleinen Widderstein besteht kein Zusammenhang mehr. Und doch scheinen mir diese Schubfetzen insgesamt aus dem Zwischenstück innerhalb des südlichen und nördlichen Überschiebungssegmentes abzustammen, das seiner Triasunterlage verlustig gegangen war. So geriet dieses Material zwischen die steiferen Prellblöcke, wurde extrem verfaltet und verschuppt und kam während weiterer Vorwärtsbewegung der Bärenkopfscholle unter dieselbe resp. ihren Hauptdolomit zu liegen, wenigstens in den rückwärtigen Teilen. Eine bestimmte Rolle als Widerstand kam bei diesen Vorgängen wohl auch der Flyschunterlage zu. In grossen Zügen haben sich hier gewiss ähnliche Vorgänge abgespielt wie in der Frontalpartie der Zitterklappen- und Gräshornschuppe — deren Homologa hier ja noch stets vorliegen —; es wurde Rand- bzw. Muldenmaterial der Frontalglieder zwischen Allgäumasse und Flyschunterlage verschleppt.

In diesem unter die Bärenkopfscholle, sei es nun von vorn oder von hinten her verschleppten „Quetschpolster“, finden sich zum erstenmal, vom Walsertal ab gerechnet, grössere Linsen von Eruptiva (Diabas) eingeschaltet. E. KRAUS hat das Profil des grösseren Vorkommens südöstlich Baad wiedergegeben (11, Ab. 44) und rechnet konsequenterweise die ganze Schichtserie dem ultrahelvetischen Flysch zu. Wie bekannt, wiederholen sich durch das ganze Allgäu diese Diabasschollen (Warmatgundtal, Gaisalpe, Imberghorn, Hindelang-Bad Oberdorf usw.). Ihr Vorkommen ist für manche Forscher, besonders M. RICHTER (12, 13), die unfehlbare Indikation, dass hier Schubsplitter der Aroser Schuppenzone unter der Basis des Ostalpins herausgeschürft sind. Makroskopisch beurteilt, kennzeichnen auch im Rätikon gleiche Gesteine diese Schürffzone.

Trotz solcher Bindeglieder zwischen unterostalpiner Schürffzone und der allgäuischen Randzone scheint dem Verfasser die Verallgemeinerung des Begriffs der Aroser Schuppenzone doch oft zu weit zu gehen, und es braucht gleichartigen Gesteinskomplexen nicht stets der gleiche Heimatschein ausgestellt zu werden. Es ist gewiss zuzugeben, dass zwischen den Ophiolithika des Kalkalpennordrandes und jenen der Aroser Berge grosse Übereinstimmung besteht, geringer, ja geradezu fehlend ist diese aber, wenn man die begleitenden Schichtgesteine mitberücksichtigt. So ist die Schichtfolge im Plessurgebirge, die ja im allgemeinen eine bedeutende Metamorphose aufweist — z. B. am Brüggerhorn bei Arosa — und Aptychenkalke und Radiolarite enthält, doch ganz wesentlich ver-

schieden von jenen nichtmetamorphen, majolikaähnlichen Kalken (= „pelagische Kalke“, KRAUS), die gerade in Begleitung von Diabasen im Profil bei Baad im Kleinen Walsertal anstehen. Auch lassen sich meines Erachtens die Aptychenschichten der Errgruppe, welches Gebiet ja gewissermassen als „stammverwandt“ zur Aroser Zone zu betrachten ist, nicht ohne weiteres mit Gesteinsfolgen der nördlichen Randzone vergleichen.

Nach solchen Erwägungen scheint also mir die Frage der Diabaszugehörigkeit noch lange nicht so endgültig geklärt, um diese Eruptiva zu einem tektonischen „Leitfossil“ zu stempeln. Bezüglich der Vielgestaltigkeit ihres Auftretens hat man allein schon die verschiedenen Auffassungen, die über die Art ihres Vorkommens in der Flyschzone gegeben wurden, vor Augen zu halten, um ihrer unbedingt örtlichen Beschränkung auf die ferne Aroser Zone wenig Vertrauen entgegen zu bringen. So kommt H. P. CORNELIUS auf Grund seiner doch so sorgfältigen Untersuchungen im Balderschwanger Gebiet zum Schluss, dass der Hörnleindiabas, der sich petrographisch mit den „Randdiabasen“ des Allgäu decken soll, zweifellos primär mit den Flyschsedimenten verknüpft ist (9, p. 202). Andererseits sagt K. BODEN aber, dass „ein Primärkontakt zum Flysch ausgeschlossen sei“ (8, p. 337). E. KRAUS (11, p. 55) kommt ähnlich wie CORNELIUS zur Auffassung, dass es sich am Hörnlein um einen Oberflächenerguss von Flyschalter im Schelpenkalk seiner Sigiswanger Decke handle, während andererseits solche Eruptiva auch wieder in seinen Birnwangschichten, also im obersten Teil der Oberstdorfer Decke, zu Hause sein sollen. Erwägt man des weiteren, dass gleichartige Eruptiva auch in den Raiblerschichten des Rätikon (Malbun, Vallorsch, nach TRÜMPY) auftreten, so folgt aus all dieser Verbreitung, dass die Einlogierung dieser Eruptiva sich in tektonisch verschiedenen Komplexen einstellt. Von besonderer Wichtigkeit ist auch die Entdeckung von O. AMPFERER, der in den Arlbergschichten und untergeordnet auch in den Raiblerschichten des obern Lechtal, am Kriegerhorn usw., melaphyrische Laven und deren Tuffe erkannte (W. HAMMER in 1, p. 140; 2, p. 207). Warum sollte also nicht auch randlichen, distalen Teilen der nicht mehr erhalten gebliebenen Allgäu-Decke eine solche vulkanische Beigabe zukommen können? Oder sollten nicht gar verschürfte Raiblereruptiva da und dort unter dem Hauptdolomit der Allgäuer Randschuppen vorliegen (z. B. Wildbach bei Hindelang)?

Im Kleinen Walsertal sei nunmehr die Verfolgung der Randzone zwischen der integren Allgäu-Decke und dem ultrahelvetischen Flysch aufgegeben. Anschliessend seien, nach dem Grossen Walsertal zurückkehrend, allein noch einige Betrachtungen angefügt über die dort bestehenden Beziehungen zwischen der Allgäu- und der Lechtal-Decke.

V. Über die Beziehungen der Allgäu-Decke zur Lechtal-Decke.

Während noch vor 20 Jahren D. TRÜMPY der Auffassung war, dass die Allgäu-Decke jenseits der Ill noch weite Verbreitung besitze (Drei Schwestern-Scholle usw.), wissen wir heute, nachdem dies M. RICHTER und O. AMPFERER dargelegt haben (12 & 2), dass dieses „Vorlager“ des Oberostalpins nach W nicht über das Grosse Walsertal hinausreichen dürfte; die im Vorangehenden abgetrennte kleinere Schuppe von Tschenglen bedeutet ihr Ende zwischen Garsella und Platzern. Einleitend wurde ausgeführt, dass die nächst höheren Stockwerke im Deckenbau der Kalkalpen als Lechtal-Decke zusammengefasst werden, wovon dann die Wandflussschuppe (GUBLER) (identisch mit: Lechtal-Decke-A (BENZINGER) = Untere Lechtal-Decke) das unterste, regional bedeutende Glied ausmacht. Ohne dem Innerebau weiter nachzugehen, welchen besonders AMPFERER aufgeklärt hat, sei vorerst versucht,

1. Die tektonischen Zusammenhänge in den Bergen zwischen Grosse Walsertal und Marultal

nach unserer Auffassung festzulegen. Vom Gebiet ihrer Hauptentwicklung ausgehend, ist die Wandflussschuppe bis zum Meridian des Huttalales eine mächtige Hauptdolomitplatte, welche dem Lias der Allgäuer Hauptmulde aufliegt (Fig. 2). Dieser weiter im Osten so flächenhaft verbreitete Lias zieht nur mehr als schmaler Streifen durch das Walsertal, gewinnt dann aber, wie schon ausgeführt, im Gebiet der Partnomalpen grössere Ausdehnung und übernimmt zugleich bei Wegschwinden des Dolomitbestandes die Rolle der Deckenbasis. Ein kurz schon erwähntes eigenartiges Endornament kennzeichnet hier das sichtliche Westende des Triaskörpers der Wandflussschuppe; es ist die deutlich quergestellte Lias-Radiolaritmulde des Glattmar. Die prägnant eingemuldete Füllung der Fleckenmergel (sehr kalkig; s. Profil Fig. 17 in Lit. 2) steht unter den Aptychenkalken des Kamil hindurch in offener Verbindung mit dem stark schiefrigen Lias der Partnomalpen und somit mit der Allgäuer Hauptmulde. Der gleiche Aptychenkalk leitet über den Hintergrund des Huttalales (Huttla Alp) einerseits in die Hangendlagen der Wandflussschuppe, andererseits über die Wangspitz (Prof. 10) und P. 1738 (Prof. 9) in das untere Marultal (Stachelhof), von wo er in grosser Mächtigkeit in die Berggruppe des Hohen Frassen überleitet und teil hat an der bei Nüziders mit neu aufkommender Hauptdolomitbasis endigenden „Ecaille du Hangender Stein“ (GUBLER). Aus diesen Verbindungen erkennt man den unmittelbaren Zusammenhang zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke. Aus dem Umstande, dass die Liasschichten der Partnomalpen mit ihren Einspitzungen von Aptychenkalk, also das normale Hangende zur Tschenglenschuppe, in

den Rücken der untersten Lechtal-Decke weiterleiten, ist zu schliessen, dass alle diese tektonischen Gebilde miteinander enge zusammenhängen; unter einer gemeinsamen mächtigen Hülle von Allgäuschichten nehmen sich die einzelnen Einheiten resp. ihr Triaskern wie übereinander gestapelte, bald anschwellende, bald wieder rasch dahinschwindende basale Kernschichten aus. Die Verhältnisse des Grossen Walsertales sind also gar nicht geeignet, einen tieferen Schnitt zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke zu legen, wie solches in einer vorläufigen Notiz über regionaltektonische Zusammenhänge in Graubünden durch R. STAUB befürwortet wurde (14). Es ist daselbst angedeutet, dass die Allgäu-Decke nicht den übrigen kalkalpinen Decken anzufügen sei, sondern sich rückwärts vielmehr an mittelostalpine Einheiten anlagere, also Beziehungen zur Ortler-Decke aufweise.

Einen besonderen Fall in der Schuppenbildung stellt die Glattmarmulde dar. Mit einem nach W schauenden, nach S allmählich ausdünnenden Kalkband, das wohl als Oberrhätkalk aufzufassen ist, überlagert ihre unmittelbare Unterlage die Liasschiefer der Oberen Partnomalp. Nicht nur Querfaltung, sondern auch Querüberschiebung scheint hier das Westende der Wandflussschuppe zu bestimmen. Dies nimmt sich so aus, als ob bestimmte tektonische Vorbedingungen, besondere Widerstände, in einem einheitlichen Deckenschub sich hier geltend gemacht hätten. Man fragt sich, ob nicht etwa der besonders von hier an nach W zu sich geltend machende „Sterisrücken“ in der Flyschunterlage die Bildung dieser Querstruktur begünstigt oder gar hervorgerufen habe. Der lokale Charakter der Glattmarmulde macht es nicht wahrscheinlich, dass diese Anlage als Beweis bedeutender regionaler E-W-Schübe gelten kann, wie es im Sinne der Befürworter (besonders O. AMPFERER) dieser Schubrichtung liegt.

Überall ist die tektonische Treppe, die sich bei weiterem Südwärtssteigen entgegenstellt, eindrucksvoll auch durch die morphologische Gestaltung hervorgehoben. Meist mit mächtigen Felsabbrüchen schaut die nächst höhere Deckeneinheit, die eigentliche Lechtal-Decke, nordwärts, im Dolomitmassiv der Braunarlspitze durch „die kraftvolle Gestaltung der Schubstirne zur Geltung“ kommend (s. 2, p. 185).

Das Hauptvolumen dieser oberen Lechtal-Decke (Lechtal-Decke B nach BENZINGER) in der Braunarlspitzgruppe setzt sich südöstlich des Bettlertritt in schmalem Streifen über den Hintergrund der Huttla Alp nach W fort⁶⁾ und baut jenseits des Huttlatales die decken-

⁶⁾ Der Zusammenhang zwischen Lechtal-Decke (Obere) östlich und westlich des Klesenza-Huttlatales wird hier durch ein mächtiges Dolomitband bewerkstelligt. Es schwingt sich in weitem Bogen, die Kreide der Wandflussschuppe überlagernd, vom Bergfuss des Bettlertritt in den jenseitigen Grongkopf (Staffelfederkette), das Tal in zwei gesonderte Stufen trennend. Es liegt hier sehr wahrscheinlich eine Dolomitstufe der Raiblerschichten vor, indem auch dieser tiefste Dolomit

theoretisch so eindrucksvolle Dolomitzette von Staffelfeder (Grongkopf-Kellerspitz) auf, die aufs deutlichste den Aptychenkalken usw. der nunmehr wohl „triaslosen“ Wandflussschuppe aufliegt (Prof. 10).

In der Südbegrenzung der ersten Hauptdolomitzette der oberen Lechtal-Decke greift nun eine E-W verlaufende Störung ein, auf welche O. AMPFERER schon verschiedentlich aufmerksam gemacht hat (1, p. 131). Diese Störung, die Klesenza-Störung, scheidet (im oberen Hutla(Klesenza-)tal) zwei strukturell nicht mehr zusammenpassende Gebirgsteile, auf der Nordseite die Kette Johannisköpfe-Bettlertritt, auf der Südseite das prächtige Bergmassiv der Roten Wand, dessen hochgelegene Kreidemulden spitzwinklig gegen die Störungszone zu auslaufen resp. sich absenken (Prof. 12). O. AMPFERER glaubt, längs dieser Störung eine tektonische Trennung, wie dies J. GUBLER durchführt, eine „Ecaille du Hoher Frassen“ im N und eine „Ecaille du Klostertal“ im S, ablehnen zu müssen und hält die Störung für eine reine Verwerfungsspalte, längs welcher der Südflügel in um ca. 400 m tiefere Lage versetzt wurde (2, p. 205); mit dieser Störung sollte sich dann im oberen Marultal (Lagutz Alp) der von SE her in diese Gegend streichende, gleichfalls als rein vertikale Dislokationsfläche zu deutende Formarinbruch scharen und so das Massiv der Roten Wand einschliessen (2, p. 190 uff.).

Wenn auch der Verfasser in dieser Gegend nur spärliche Begehungen ausgeführt hat, so glaubt er doch, dass der Standpunkt GUBLERS nicht ganz abzulehnen ist. Die Klesenza-Störung hat für ihn sehr wohl den Anschein, zwei örtlich tektonisch verschiedenartig entwickelte Schubschollen voneinander zu scheiden und aus tangentialen Spannungen ihre Anlage abzuleiten, wobei freilich die vertikale Verschiebung die wesentliche Bewegung auf sich nimmt. Es bricht hier die mächtige, weiter östlich einheitliche Triasplatte auseinander und es staut sich der südliche Flügel gegen den nördlichen an, aus welchen Einzelbewegungen sich auch die verschiedenen Streichrichtungen erklären lassen. Wenig weiter östlich, schon vom Klesenza-Sattel ab, ist die Einheitlichkeit in der Triasplatte erhalten geblieben. Nach W hingegen läuft die Störung längs der wohl dem Marultal folgenden Gipszone in die Überschiebungsfläche über, die den Südflügel, also die Klostertaler Schuppe, von der tieferliegenden Einheit trennt; es ist dies westlich der Umbiegung des Marultales die Schuppe des Hangenden Stein, die wir schon als die ihrer Triasbasis verlustig gegangenen Wandflussschuppe kennen gelernt haben.

der Lechtal-Decke noch von Rauhwackengips überlagert wird. Leider verzeichnet die Lechtalkarte solche karnische Dolomite mit der Farbe des Hauptdolomits, was im Kartenbild tektonische Komplikationen vortäuschen kann, wo sie gar nicht vorhanden sind. Im vorliegenden Falle wird zwar durch O. AMPFERER auch im Profil Hauptdolomit verzeichnet (1, Fig. 30), was aber eben die tektonische Erklärung erschweren würde, da ja im Hangenden sich die karnische Gipszone vorfindet.

Es ist bemerkenswert, dass die Störungszone der Klesenza durch das Ausstreichen der Rauhacken und Gipslinsen der Raiblerschichten gekennzeichnet ist (Lagutz-Alp, Tiefenseesattel); es ist das gleiche karnische Niveau, das über Tiefensee hinaus sich mit den normalliegenden Raiblerschichten über dem Gewölbekern der Klostertaler Antiklinale verbindet (vgl. 10, Pl. II & III und Prof. III). Es liegt nahe, anzunehmen, dass gerade dieses mobile Raiblerniveau vorbestimmend war für die Bildung der Störung resp. für die Aufteilung der gesamten Schichtplatte in die zwei zu unterscheidenden Schollen; solches Bewegungsniveau dient denn auch der ganzen Hauptdolomitmasse der Marultal-Südseite und dem über den „Sterisrücken“ ansteigenden Frontalstück der Staffelfederkette als Unterlage (Fig. 3, Prof. 9). — Auch für die andere Störungszone der Lechtal-Decke, die Formarinverwerfung, sind triftige Anhaltspunkte vorhanden, sie als ein aus einer Faltungsverwerfung hervorgegangene Störungslinie anzusprechen.

Da wo die Klesenza-Störung aufreißt, am Klesenza-Sattel (nächst Johannisjoch), ist durch AMPFERER das Vorhandensein eines Fensters — GUBLER sieht in so merkwürdig tiefer Position normal gelagerte Kreide — bekannt geworden. Ein starkes axiales Ansteigen muss daselbst die Unterlage heraufgeschürft haben. Die Zuweisung der dort zutage tretenden Gesteine, ob sie aus der Allgäuer Hauptmulde herkommen oder eventl. aus grösserer Ferne (Unterostalpin), ist nicht leicht auszuführen. Bestimmt handelt es sich nicht um ultrahelvetischen Flysch. Es finden sich schwarze, krümelige Tonschiefer, tiefgründig verwitterte, braune Sandsteine, Glaukonit-sandstein und auch, zwar kaum kenntliches Eruptivmaterial. Als eine ähnliche Quetschzone im Liegenden der unteren Lechtal-Decke ist von AMPFERER ein zerdrückter Schichtstreifen am „Runden Kopf“ unter der Wandfluh beschrieben worden (2, p. 195); dort ist die Zugehörigkeit zu Flyschgesteinen (verschleppte Partien des „Sterisrückens“?) naheliegender.

2. Die tektonischen Zusammenhänge im Bregenzer Ach- und im oberen Lechgebiet.

Fassen wir vorerst die Untere Lechtal-Decke (Wandflusssch.) ins Auge, so ist gleich wie gegen W auch gegen E ein Schwinden des Volumens zu erkennen. Dieser Zustand bahnt sich sehr rasch von dem Furggeli am nördlichen Braunarlsplitzfuss ab. TH. BENZINGER hat getrachtet, die Komplikationen zu klären (6, p. 466), bleibt jedoch in mannigfachen Ungewissheiten stecken, so dass hier im Gebiet der Wasserscheide zwischen Ach und Lech noch verschiedene Interpretationsmöglichkeiten zulässig sind.

Mit dem Ausdünnen und Abreissen der Unteren Lechtal-Decke und mit Annähern an die Querdepression der Bregenzer Ach machen

sich auch veränderte Streichrichtungen geltend. Dies ist besonders in den hochgelegenen Oberjuramulden der Allgäuer Hauptmulde zwischen dem Rothorn und Fellbachtal gut ausgeprägt; es beschlägt aber auch die Schuppen und Schollen, welche vom Fellbachtal ab wohl als Fortsetzung der Wandflussschuppe zu werten sind. In Übereinstimmung mit dem gegen E zu sich geltend machenden Axialgefälle finden sich diese Teilstücke, absteigend bis in die Fellalpe, schwimmend auf und verkeilt mit den Allgäuschiefern. Es scheint mir am gangbarsten, alle diese Schuppen und Schollen, welche besonders im Zug der Juppenspitze die grössten Dimensionen erreichen, als mit den Allgäuschichten synklynal verkeilte Glieder der Unteren Lechtal-Decke zu betrachten; sie würden also eine beginnende Einwicklungstendenz der Sedimente der Muldenzone verraten. Mit einem Zurückschwinden der Ausmasse der Wandflussschuppe harmoniert dann freilich nicht die Reichweite der in der Allgäuer Hauptmulde verteilten Dolomitschollen (z. B. der Falken nordöstlich Schröcken).

Zu Unsicherheiten in der Abgrenzung der Einheiten führt auch das Verschmelzen der jüngeren Schichten (Allgäuschiefer) zu einer komplexen Einheit, wenn dies überhaupt zutrifft, und nicht insgesamt das weite Gebiet der Allgäuschiefer der Allgäu-Decke allein zugehört. So setzt über der Hochgletscher Alp der Wandfluhdolomit aus, und die Allgäuschiefer der Hauptmulde bilden weiterhin die Unterlage der Oberen Lechtal-Decke. BENZINGER zieht durch die grosse komplexe Deckenmulde Trennungen, die nicht überzeugend, ja sogar widersprechend sind (seine Fig. 17).

Als ein weiterer „Stein des Anstosses“ muss eigentlich auch die Art der Eingliederung des isolierten Bergmassivs des Karhorn gelten. Es wird in den jüngsten Untersuchungen (AMPFERER, BENZINGER) als Überschiebungsscholle mit Auflagerung von Lias auf Lias angesehen. Auch soll dieses isolierte Massiv das Bindeglied darstellen, um den unmittelbaren Zusammenhang der Wandflussschuppe (Untere Lechtal-Decke) mit den Schuppen des Allgäuer Hauptkammes (Biberkopf) usw. darzutun. Die östlich des Lech allmählich aus dem Lias herauswachsende Schubmasse der Höllspitze soll das rückwärtige „Wurzelstück“ für die nach Volumen so gewaltig viel kräftigere Karhornmasse abgeben (2, p. 207). Auch darin liegt ein gewisser Widerspruch, und es hat vielmehr den Anschein, als ob die Elemente der Unteren Lechtal-Decke nach E zu allmählich verloren gehen, weil eben diese ganze Schuppe sich nach ESE zurückzieht und nur die darüberliegende Obere Lechtal-Decke wuchtig nordwärts vorstösst, das Material der unteren Einheit verschleppend (zahlreiche Aptychenkalkschollen!). In diesem Sinne müsste die Höllspitzmasse, wie dies auch ihr südwestliches Ausdünnen anzeigt, als ein neu aufkommendes tektonisches Element betrachtet werden, der Allgäuer Hauptkamm also nur als Analogon und nicht als unmittelbare Fortsetzung zum unteren Lechtalkomplex der westlichen Gebiete gelten.

In solcher Ordnung der Beziehungen gewinnt der klippenförmige Bergstock des Karhorns ein etwas anderes Gesicht. Sollte am Ende hier doch etwa ein Element vorliegen, das tektonisch tiefer liegt und den verschiedenen kräftigen Aufwölbungen innerhalb der Allgäuer Hauptmulde zu vergleichen ist, also der Allgäu-Decke zugehören würde und seine Klippennatur der intensiven Aufstauung und Zerreißung zu danken hätte? Aber auch an eine Abkunft von der Oberen Lechtal-Decke ist zu denken, da ja diese entgegen dem Verhalten der unteren Einheit nach E zu kräftig aushält und in dem Hauptdolomit der Wösterspitze ihre Fortsetzung findet; O. AMPFERER hält diesen Zusammenhang zwar für ausgeschlossen (1, p. 126). — Soweit nur einige Andeutungen, die gewisse Bedenken über Zusammenhänge ausdrücken, wie sie gemeinhin angenommen werden; sie drängten sich bei einem kursorischen Verfolgen der Baueinheiten des Grossen Walsertales auf.

VI. Allgemeine Ergebnisse.

Die Allgäu-Decke als regionales äusseres Randglied der oberostalpinen Überschiebungsmasse auf das ultrahelvetische Vorland zeigt in dem durchgangenen Sektor der Kalkalpen eine deutliche Aufteilung in zwei Teilstücke. Es sind nach N bogenförmig vorgeifende Segmente, wovon sich dasjenige zwischen dem mittleren Grossen Walsertal und dem Durchbruch der Bregenzer Ach besonders deutlich abhebt, da seine Ostbegrenzung einer Querdepression entspricht mit daraus im Grundriss sich abhebender Einbuchtung der Liegendformationen (Flysch). Von der Dreizahl von Schuppen, welche in diesem Gebiet den Begriff der Allgäu-Decke ausmachen und schon durch GUBLER, AMPFERER und BENZINGER beschrieben wurden, ist es besonders die Zitterklapfenschuppe, welche diese Disposition verdeutlicht. Während es sich bei den integrierenden Teigliedern der Allgäu-Decke um Faltenschuppen mit meist mächtigem Hauptdolomitkernstück handelt, sind beiden genannten Sektoren Schollenstücke vorgelagert, die einen stark gestörten Muldenbau aufweisen (Gräshorn- und Bärenkopfschuppe).

Zwischen die Flyschfalten, die einer ultrahelvetischen Decke zugeordnet werden, und den oberostalpinen Überschiebungs-Stammkomplex schaltet sich in wechselnder Breite eine Randquetschzone ein. Diese repräsentiert im vorliegenden Gebiet weder einen Bestandteil der obersten Serie der Flyschgruppe (Birnwangschichten nach E. KRAUS), noch braucht sie als auf weite Erstreckung verschürfte Schubmasse unter- oder mittelostalpiner Decken aus dem Süden bezogen zu werden (M. RICHTER u. A.), sondern sie stellt unter den Hauptkörper der Allgäumasse verkeilte (eingewickelte) Randsedimente der gleichen Decke dar.

Für diese Disposition liefert die verfolgte Randzone bestätigende Profile, innerhalb welcher dem Zusammenhang zwischen verschürfter Masse und normalem Deckensediment direkt nachgegangen werden kann. Hieher gehören insbesondere die Verhältnisse in der westwärts absinkenden Faltenstirn der Zitterklappenschuppe im Bergkopf der Blasenka, woselbst Lias, Aptychenkalk, Radiolarite und Couches rouges in das Liegende des Hauptdolomitkernes geraten, ohne dass direkt von Mittelschenkellage gesprochen werden kann. Die Muldenfüllung (Couches rouges) der synklinal gebauten Gräshornscholle zeigt eine gleichartige Verschleppung in das Liegende der Scholle, indem die eine der Muldenflanken unterdrückt, abgeschürft wird. Gleiche Herkunft ist auch für die breite Quetschzone östlich der Bregenzer Ach (Üntschentobel) anzunehmen, indem stets wieder analoge Sedimentreihen, wenn auch faziell in buntem Wechsel, sich folgen. Im Kleinen Walsertal wiederholt sich eine gleichartige, im einzelnen noch kompliziertere Genese der Randzone (Bärenkopfmulde).

Es wurde geltend gemacht (BENZINGER), dass die Schuppen der Allgäu-Decke (Hochkünzel, Widderstein usw.) nordwärts eine Stirne bilden, woraus auf den nördlichen Stirnrand der Decke überhaupt geschlossen werden dürfe. Solche Ableitung ist nicht stichhaltig. Einmal zeigen schon die vorgelagerten synklinalen Teile, dass die Deckenplatte sich nach aussen noch weiter fortsetzte, andererseits ist es sehr wahrscheinlich, dass diese äusseren Glieder ihrer harten Triasunterlage beim Überschiebungsvorgang verlustig gingen und als leicht zusammenschiebbare Masse muldenförmig verschuppt wurden und so daraus die Randquetschzone entstand. Aller Ende ist ja der Mitteinbezug von weiter her verfrachtetem Material in diese „tektonische Moräne“ auch nicht ausgeschlossen.

Überblickt man die Lage einzelner Bauteile der Allgäu-Decke gegenüber der Flyschunterlage und ihren Baustil, so drängt sich unmittelbar das Bild eines Aufschubs auf eine zuvor schon umgestaltete obere Begrenzung des Unterbaues auf (Reliefüberschiebung, O. AMPFERER). Eine unebene Beschaffenheit der Unterlage beeinflusste wohl wesentlich den Überschiebungsvorgang und die Gestaltung des inneren Baues der Überschiebungsmasse. Im mittleren Grossen Walsertal hebt sich als solche „Unebenheit“ der Unterlage der sog. Sterisrücken ab.

Der sedimentäre Inhalt der Randquetschzone zeigt unbedingt starke fazielle Affinität zu den Muldensedimenten der Allgäu-Decke. Dies gilt insbesondere für das Schichtglied Aptychenkalk-Radiolarit. Dann aber ist auch der Anteil der Kreidesedimente — nach Masse der wesentlichste — sehr wohl mit oberostalpiner Herkunft zu vereinen. Das Blasenka-Profil zeigt hierin wieder den unmittelbaren Zusammenhang, zugleich aber auch den faziell so abrupten Wechsel von mergeligem Foraminiferensedi-

ment zu grobklastischen Gerölleinschaltungen. Andererseits zeigen die Couches rouges auch Übergänge zu Wildflyschsedimenten; eine Zone, welche nach Habitus stark an die Gosauzone der Allgäuer Randzone erinnert, zeigt enge Beziehungen zu Couches rouges-Mergeln. Der Umstand, dass gerade die Oberkreide in unserer Randzone solchen Wechsel in der Sedimentation aufweist, dürfte in ihrer Primärlage resp. Nachbarschaft gegenüber einer oberostalpinen Geantiklinalzone zu suchen sein, die, auf ihrer Deckenwanderung zerschürfend, heute sich als Rand- und Quetschzone im Saume der ostalpinen Kalkalpen vorfindet.

Es ist vorauszusehen, dass die hier entwickelte Interpretation da und dort auf Erklärungsschwierigkeiten stossen wird. Solche Hemmnisse sind aber noch durch keine der bestehenden Theorien über die geologische Bedeutung der Randzone restlos weggeräumt worden, und es ist deshalb zu prüfen, ob der angewiesene Weg nicht wesentlich zur Enträtselung noch vorhandener Probleme zu führen vermag.

Angeführte neuere Literatur.

(Seit 1925*.)

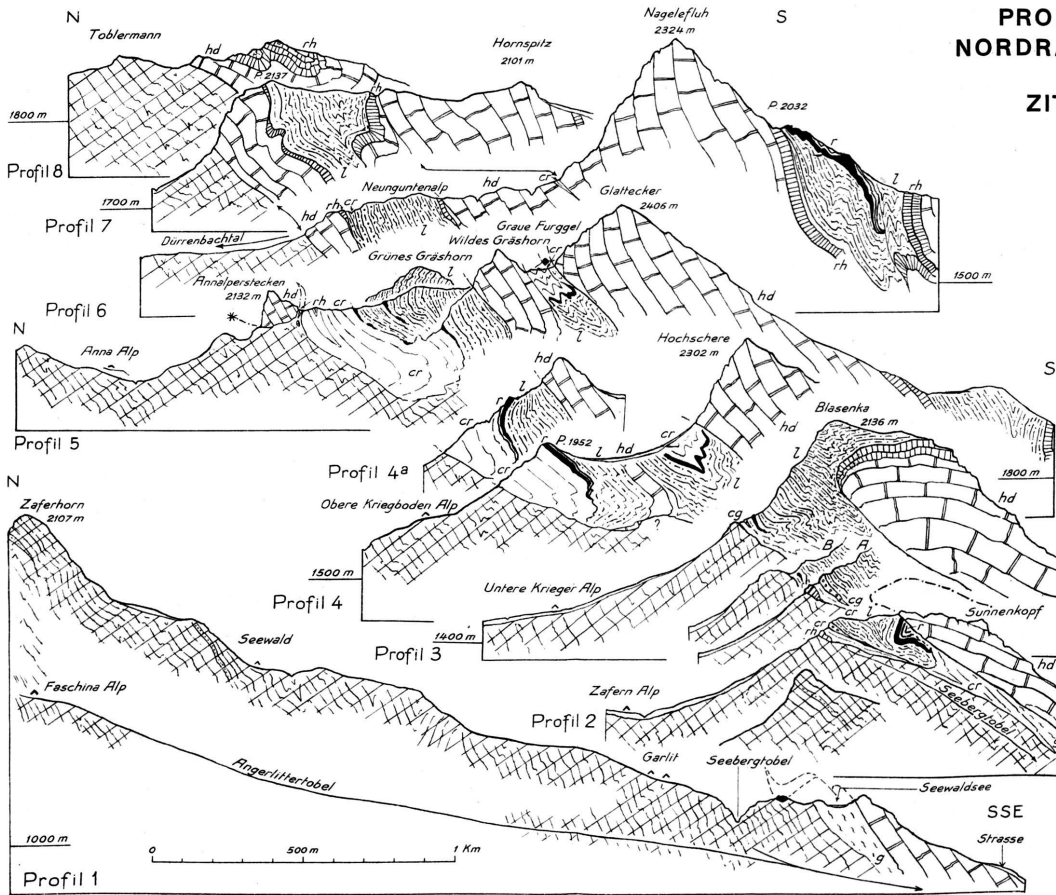
1. AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales (mit einem petrographischen Teil v. W. HAMMER). Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1930.
2. AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und Grossen Walsertales. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1931.
3. AMPFERER, O.: (Beiträge von TH. BENZINGER, O. REITHOFER) Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1: 25.000; Blatt Klostertaler Alpen. Herausgegeben v. d. Geol. B. A. Wien, 1932.
4. AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den geol. Karten der Lechtaler Alpen, Geol. B. A. Wien, 1932.
5. AMPFERER, O. & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1925.
6. BENZINGER, TH.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1929.
7. BLUMENTHAL, M. M.: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung in der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. Jahrb. Geol. B. A., 86. Bd., Wien, 1936.
8. BODEN, K.: Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. F. Enke, Stuttgart, 1935, zweite Aufl.
9. CORNELIUS, H. P.: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geolog. Archiv, 4. Jahrg., München, 1926.
10. GUBLER, J.: Etudes géologiques dans le Vorarlberg central. Thèse, Paris, 1927.
11. KRAUS, E.: Der nordalpine Kreideflysch. Geol. u. paläontol. Abh. N. F. 19, H. 2, Jena, 1932.
12. RICHTER, M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jahrb. f. Min. Geol. und Pal., B. B. LXIII, Abt. B, 1929.
13. RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1930.
14. STAUB, R.: Interprétation nouvelle du bâti austro-alpin des Grisons. C. R. séances Soc. géol. France, 1936.

*) Ausführliche Literaturverzeichnisse in Lit. 4 und 12.

Manuskript eingegangen den 22. August 1936.

**PROFILSERIE DURCH DEN
NORDRAND DER ALLGÄU-DECKE
IN DER
ZITTERKLAPPEN-KETTE**

VON
MOR. M. BLUMENTHAL.



- Legende*
- Ultrahelveticus Flysch (Oberstdorfer Decke)
 - cr Oberkreide (Couches rouges & Wildflysch)
 - cg Polygenes Konglomerat
 - g Mergelzone von Seewaldsee (Gosauergel ?)
 - Aplychenkalk (Tithon in Flexenpassfazies)
 - r Radiolarit
 - l Allgäuschichten (varw Lies)
 - rh Rhät
 - hd Hauptdolomit

Prof. 9, 10, 11 in Textfigur 3
Prof. 12 in Textfigur 1