

mäßig sinkenden Geosynklinale ihre Entstehung verdanken; eine seichte See müßte von diesen Bildungen zugebaut werden. So erklärt sich auch das Nebeneinander verschiedener Facies als Funktion der Sedimentationsbedingungen besonders der Materialzufuhr (Wettersteinkalklinsen, bzw. Partnachsichten im Reiflinger Gebiet usw.).

In Senken zwischen solchen Schichttafeln, in Kanälen, wurden die Hallstätter Kalke abgelagert. HEINRICH (Verh. d. R. A. 1913) hat nachgewiesen, daß die Hallstätter Kalke des Feuerkogels ein dem modernen Globigerinenschlamm vergleichbares Sediment sind. Damit ist noch nicht bewiesen, daß es sich um ein Sediment aus größerer Tiefe handelt; die nordische Schreibkreide kann diesbezüglich als Beispiel herangezogen werden. Daß die Hallstätter Kalke keine Bildung in bedeutender Tiefe sind, zeigt das Vorkommen hierher gehöriger Bildungen in dem Salzburger Hochgebirgskorallenkalk. Die flachen Hallstätter Kanäle mußten bei einer Gebirgsbewegung zuerst überwältigt werden, woraus sich die Stellung der Hallstätter Kalke ergibt.

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen.

3. Die Kalkalpen Südbayerns.

Von **F. Felix Hahn** (Stuttgart).

Mit 1 Textfigur.

Literatur¹⁾.

1. P. D. AIGNER, Das Benediktenwandgebirge. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München, H. 16, 1912 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges. VII, 3), mit geologischer Karte 1 : 25 000.
2. L. v. AMMON, Die Gastropoden des Hauptdolomits und Plattenkalks der Alpen. Abh. zool. miner. Ver. Regensburg, H. 11, 1878.
3. L. v. AMMON, Die Gastropodenfauna des Hochfellenkalkes. Geogn. Jahresh. München, V, 1892.
4. L. v. AMMON, Geogn. Beobachtungen aus den bayr. Alpen. Geogn. Jahresh. München, VII, 1894.
5. O. AMPFERER und TH. OHNESORGE, Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 59, 1909.
6. O. AMPFERER und W. HAMMER, Geol. Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 61, 1911.

¹⁾ Glazialgeologische und rein paläontologische Arbeiten mußten wegen Raum-mangels unberücksichtigt bleiben. Desgleichen ist die Besprechung der Mulden-schlinge des Karwendelvorgebirges einer späteren Übersicht über die tirolischen Kalkhochalpen vorbehalten.

7. H. ARLT, Die geol. Verh. der östlichen Ruhpoldinger Berge. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München, H. 12, 1911 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges., VI, 4), mit geol. Karte 1 : 25 000.
8. J. BÖHM, Der Hochfelln. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 62, 1910, Monatsber., p. 717.
9. E. BÖSE, Die Fauna der liasischen Brachiopodenschichten von Hindelang. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 42, 1892.
10. E. BÖSE, Ein neues Vorkommen von oberem Lias und unterem Dogger in den bayr. Alpen. N. Jahrb. f. Min. 1892, II, p. 86.
11. E. BÖSE, Geol. Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahresh. München, VI, 1893, mit geol. Karte 1 : 25 000.
12. E. BÖSE, Über liasische und mitteljurassische Fleckenmergel in den bayr. Alpen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 46, 1894.
13. E. BÖSE, Beiträge zur Kenntnis des alpinen Trias. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 50, 1898.
14. E. DACQUÉ, Geol. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München, H. 15, 1912 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges. VII, 2), mit geol. Karte 1 : 25 000.
15. H. FINKELSTEIN, Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. VI, 1888, mit geol. Karte 1 : 25 000.
16. E. FRAAS, Das Wendelsteingebiet. Geogn. Jahresh. München, III, 1890, mit geol. Karte 1 : 25 000.
17. E. FRAAS, Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.
18. C. W. v. GÜMBEL, Über neue Fundstellen von Gosauschichten und Vilserkalk bei Reichenhall. Sitzungsber. K. Ak. d. W. München 1866, II, p. 180.
19. C. W. v. GÜMBEL, Abriß der geogn. Verh. der Tertiärschichten von Miesbach und des Alpengebirges zwischen Tegernsee und Wendelstein. München 1875, mit geol. Karte 1 : 50 000.
20. C. W. v. GÜMBEL, Geologie von Bayern. Cassel 1894.
21. F. F. HAHN, Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. Verh. geol. R.-A. Wien, 1912, Nr. 15.
22. F. F. HAHN, Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 64, 1912, Monatsber., p. 528.
23. H. HELMBACH, Geol. Neuaufnahme der Farchanter Alpen. In. Diss., München 1895, mit geol. Karte 1 : 50 000.
24. J. KNAUER, Geol. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh., XVIII, 1905 mit geol. Karte 1 : 25 000.
25. J. KNAUER, Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München, H. 9, 1910 (zugleich Mitteil. Geogr. Ges. V, 2), mit geol. Karte 1 : 25 000.
26. F. PLEENINGER, Über Dogger und oberen Lias in den Chiemgauer Alpen. Zentraibl. f. Min., 1901, p. 361.
27. O. M. REIS, Geol. Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. 1 : 25 000. Geogn. Jahresh. München, VII, 1894.
28. O. M. REIS, Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Zeitschr. prakt. Geol., 18, 1910, p. 459.
29. O. M. REIS, Erläuterungen zur geol. Karte des Wettersteingebirges. Geogn. Jahresh. München, XXIII, 1910, mit geol. Karte 1 : 25 000.
30. A. ROTHPLETZ, Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 35, 1883, p. 134.
31. A. ROTHPLETZ, Geol. pal. Monographie der Vilsler Alpen. Palaeontographica 33, 1886, mit geol. Karte 1 : 25 000.
32. A. ROTHPLETZ, Ein geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
33. A. ROTHPLETZ, Geol. Alpenforschungen II. München 1905.

34. M. SCHLOSSER, Geol. Notizen aus dem bayr. Alpenvorland und dem Inntal. Verh. geol. R.-A. Wien, 1893, p. 196.
35. M. SCHLOSSER, Geol. Notizen aus dem Inntal. N. Jahrb. f. Min., 1895, I, p. 75.
36. M. SCHLOSSER, Neue Funde von Versteinerungen der oberen Kreide in den Nordalpen. Zentralbl. für Min. 1904, p. 657.
37. M. SCHLOSSER, Zur Geologie des Unterinntals. Jahrb. geol. R.-A. Wien, 59, 1909.
38. TH. SKUPHOS, Die stratigr. Stellung der Partnachsichten und der sogen. unteren Carditaschichten in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen. Geogn. Jahresh. München, IV, 1891.
39. U. SÖHLE, Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau. Geogn. Jahresh. München, IX, 1896, mit geol. Karte 1 : 25 000.
40. U. SÖHLE, Das Ammer-Gebirge. Geogn. Jahresh. München, XI, 1898, mit geol. Karte 1 : 25 000.
41. G. G. WINKLER, Neue Nachweise über den untern Lias in den bairischen Alpen. N. Jahrb. f. Min., 1886, II.
42. S. v. WÖHRMANN, Die Raibler Schichten. Jahrb. geol. R.-A., Wien, 43, 1893.
43. G. WUNDT, Über die Lias-, Jura- und Kreideablagerungen von Vils in Tirol. Jahrb. geol. R.-A. Wien, 32, 1882.
44. G. WUNDT, Bemerkungen in Sachen des Jura von Vils. Verh. geol. R.-A. Wien, 1888, p. 88.

Bei einer zusammenfassenden Studie über die Forschungen der letzten 25 Jahre in den Kalkalpen Südbayerns ist es Pflicht der Gerechtigkeit, wenigstens die Namen der Männer ins Gedächtnis zurückzurufen, deren unermüdliche Tätigkeit das Fundament für die zu besprechenden Neuaufnahmen schuf. M. FLURL mag den Anfang machen, an L. v. BUCHS Bestimmung rhätischer und liassischer Fossilien von Kreut und Bergen sei erinnert. Die über 30 Jahre sich erstreckenden Wanderergebnisse C. E. v. SCHAFFHÄUTLS zeigten so recht die gewaltigen Schwierigkeiten alpin-geologischer Forschung. H. EMMRICH verdanken wir nicht nur die erste ausgezeichnete Monographie einer Berggruppe (des östlichen Chiemgaus), er legte auch den Grund zu dem heute noch gültigen Gliederungsschema. C. W. v. GÜMBELS kartistische Aufnahme der Nordalpen zwischen Bodensee und Salzach bleibt für immer eine bewunderungswürdige Leistung. Die 50er und 60er Jahre des vergangenen Jahrhunderts erzählen von der ergebnisreichen Sammeltätigkeit A. OPPELS und G. G. WINKLERS. Auf E. BEYRICHS Erklärungsversuch der Vilsener Alpen baut sich ein guter Teil der späteren tektonischen Forschungen auf.

Mit den Monographien der Vilseneralpen und des Karwendelgebirges von A. ROTHPLETZ beginnt die neue Zeit. Er schuf sich nicht nur eine bis in unsere Tage benutzte Darstellungsmethode der Lagerungsstörungen dieses Alpentails, auf seine Initiative gehen fast ohne Ausnahme die Neukartierungen zurück, ja die meisten sind unter seiner anleitenden Hand entstanden. Es liegt etwas Großes darin, daß alle diese kartistischen Spezialaufnahmen, bei der tektonischen Verwicklung die Grundlage für alle weitere Forschung, nahezu ohne jegliche staatliche Hilfe seit 1886 vor sich gingen. Manche Unstimmigkeit, manche empfindliche Ungleich-

heit der Durcharbeitung brachte freilich der Umstand mit sich, daß so viele Autoren über so lange Zeit hin stets nur kleine Teile des nach einheitlicher Methode verlangenden Gebirges bearbeiteten. So bleibt der staatlichen Landesuntersuchung in dieser planmäßig zu betätigenden, zusammenfassenden Ausarbeitung ein reiches und hoffentlich bald in Angriff genommenes Feld der Tätigkeit.

Stratigraphischer Überblick.

Von den die bayrischen Kalkalpen erbauenden Schichten gehören die triassischen dem oberbayrischen Faciesbezirk, die jurassischen dem mediterranen Reiche, zu einem Teil mit starkem mitteleuropäischen Einschlag, Kreide und Alttertiär der ostalpinen Entwicklung an. Regionalgeologisch (21) sei das Gebiet in die tiefbajuvarische (= nördlichste kalkalpine Rand-) und hochbajuvarische Zone gegliedert, letztere mit (nordsüdlich folgend) der hochbajuvarischen Randmulde, dem Jachenau - Audorf - Synklinorium und dem Hauptdolomitzuge von Wallgau - Valepp.

Die skytische Stufe ist nur als Schubfetzen von Buntsandstein (rötlicher und weißlichgrüner Quarzsandstein) am Eiseler (32, 6) bekannt.

Der Muschelkalk ist zwar ohne normale Liegendgrenze, doch in der ziemlich gleichbleibenden Mächtigkeit von 250 m in den Tannheimer Bergen wie der hochbajuvarischen Randmulde (außer zwischen Loisach und Kochelsee, um den Schliersee, beiderseits des Inns, östlich der Kampenwand) vorhanden. Er gliedert sich: oben meist fossilarme plattige Kalke mit Hornsteinen (Cephalopodenfauna von Sintwang bei Reutte), die obersten Lagen häufig mergelig in Übergang zu Partnachschieften mit *Halobia parthanensis* (32); Mitte: lichtgraue, oft dickbankige Kalke mit Brachiopodenfauna (Vilsalpen, Wendelstein mit genauer Gliederung u. a. o.); unten: dünn-schichtige, dunkle, fossilarme Kalke mit rauhwelliger Oberfläche.

Die Partnachschieften folgen den Vorkommen des Muschelkalkes, ihre Mächtigkeit nimmt jedoch gleichmäßig von West (200 m zwischen Vils und Loisach gegen 400 m an der Partnach!) nach Ost ab (bis 100 m an der Benediktenwand, 35 m am Wendelstein, hier mit Einzelgliederung), um bei Aschau fast ganz zu verschwinden (15). Im Westen halten sich die schwarzen und grünlich braunen Lettenschiefer mit Bactryllien und die dunklen, oft fleckigen Kalke mit Tongallen, auch mit Hornsteinen (Brachiopodenfauna, 31, 11, 39, 16) die Wage, östlicher verschwinden zuerst die Fleckenkalke.

Der die tiefere Trias begleitende Wettersteinkalk erreicht eine Mächtigkeit von 300—500 m (gegen 1000 m in den tirolischen Hochalpen). Zwischen Vils und Loisach ist gelegentlich Dolomitisierung (mit Partnachfossilien) beobachtet. Größere Organismenreste sind neben Diploporen, Spongien, Korallen usw. selten (Vilsalpen, Kochelsee [4]).

Partnachsichten und Wettersteinkalk scheinen sich als unterladinisch gelegentlich gegenseitig zu vertreten. (Schönleitenkopf 11.)

Die karnische Stufe ist sowohl in der tiefbajuvarischen wie der nördlichsten hochbajuvarischen Zone stark verbreitet in einer Mächtigkeit von 50—250 m (tirolisch bis 500 m!). Der extrem litorale Charakter kommt in dem raschen Wechsel der Gesteinstypen (darunter Quarzsandstein mit Pflanzenresten), in der Anhäufung von Gipslagern und gipsführenden Rauhdecken, wie der Spärlichkeit der Fauna (vollständiges Fehlen der selbst kümmerlichen Cephalopoden der tirolischen Raiblerschichten!) zum Ausdruck. Als weiter verbreitete Gliederung (SÖHLE, FRAAS) darf gelten: oben mergelige Kalke mit *Alectryonia montis caprillis*, zum Teil obere Rauhdecken, angeblich in Übergang zu Hauptdolomit (50 m am Wendelstein); Mitte: Dolomit, löchrige Kalke, Rauhdecke, Gips (100 m); unten: Sandstein, Sphärokodienkalke (selten), Carditakalke (70 m). Des diskonformen Charakters verdächtig ist sowohl die liegende Grenze wie verschiedene Fugen im mittleren Horizont. Die tiefbajuvarische Zone entbehrt beinahe der Mergel und Kalke und mariner Fossilien. Die primäre stratigraphische Reduktion der karnischen Stufe ist jedenfalls nicht geringer wie mancherorts die sekundäre, tektonische (Rauhdecken zu einem Teil Reibungsbreccien [8]).

Die eintönigen, allgemein verbreiteten Gesteine der norischen Stufe fehlen nur streckenweise der hochbajuvarischen Randmulde infolge tektonischer Eingriffe. Bemerkenswert ist mancherorts Rotfärbung und eine rote Tonlage in den Schlierseerbergen (ebensolche lateritische [?] Züge stecken im Cenoman und Flysch). Die schwer schätzbare Mächtigkeit scheint im tiefbajuvarischen Teil geringer wie südlich zu sein (etwa 500—700 m im Gegensatz zu dem südlicher um 1000—1200 m sich bewegenden Durchschnitt). Das obernorische Niveau des Plattenkalkes und Plattendolomits (ARLT), gekennzeichnet durch einige Gastropoden wie *Rissoa alpina*, scheint der tiefbajuvarischen Zone fast ganz zu fehlen, erreicht jedoch in der hochbajuvarischen 250—400 m Mächtigkeit (Einzelgliederung bei v. AMMON [2]). Leider herrscht in der Auffassung über den Plattenkalk große Unstimmigkeit unter den einzelnen Autoren, die ihn mehrfach dem Rät zuteilen, was nicht zulässig erscheint. Besonders unzutraglich ist es, wenn auf der gleichen Karte die mehr dolomitische Ausbildung im nördlichen Teil als Hauptdolomit, die kalkige im Süden als Rät mit verschiedenen Farben bezeichnet wird (so AIGNER; daher das »Rät« am Langeneck mit 500 m Mächtigkeit!). Wieviel von dem sogenannten »Dachsteinkalk« der Vilser- und Schwangauer Alpen dem norischen, wieviel dem rätischen Niveau zuzuwenden ist, bedarf einer neueren Untersuchung.

Das Rät ist in der tiefbajuvarischen Zone mergelig und nur etwa 50 m stark, so daß bei dem Fehlen des Plattenkalkes eine stratigraphische Lücke im Liegenden wie wohl auch im Hangenden anzunehmen ist. Nur ganz selten ist ein Übergreifen oberrätischer Kalke bemerkbar

(nördlich vom Aggenstein). Die hochbajuvarische Randmulde ist dadurch ausgezeichnet, daß in ihrer westlichen Hälfte in Linie Roßberg bei Vils—Kegelberg—Ranzen—Schwarzenberg bei Füssen—Tegelberg—Klammspitz—Sonnberg—Laber—Rötelstein (?) ein rhätfreier Streif beschrieben wurde. Unter verschiedenen Stufen des Lias liegt daselbst Plattenkalk oder Hauptdolomit. Bei der Unsicherheit der Deutung der sogenannten »Dachsteinkalke« der Voralpen und bei dem jüngsten Versuch, anderwärts die gleiche Erscheinung tektonisch zu erklären (SPENGLER am Schafberg), wäre eine Bestätigung der älteren, doch offenbar begründeten Ansicht wünschenswert.

Das hochbajuvarische Rät gliedert sich in a) eine mergelige Unterstufe (bis 100 m) mit reicher Litoralfauna, zum Teil auch kohligem Pflanzenresten und Gipslagern (14); b) eine reiner kalkige Oberstufe zum Teil oolithisch, die sogenannten »oberen Dachsteinkalke« (eine durchaus zu verwerfende Bezeichnung, da in den Gebieten der echten Dachsteinkalkentwicklung das oberrätische Niveau überhaupt noch nicht nachgewiesen ist, vermutlich vielmehr fehlt) oder »Grenzkalke« KNAUERS (24). Interessanterweise finden sich in den Schlierseerbergen wie bei Vils Einlagen eines zuckerkörnigen, harten Dolomits (genaues Äquivalent des Conchodondolomits der Südalpen). Die Fauna des oberrätischen Kalks¹⁾ ist ganz ungenügend bekannt; GÜMBEL zitiert vom Wendelstein Gastropoden (19), ich fand im Kochelseegebiet (westlich des Jochbachs) *Rhynchonella cornigera*, *Terebratula gregaria*, *Spiriferina jungbrunnensis*. Wo zwischen Plattenkalk und rätischem Kalk die trennenden Kössener Mergel fehlen (so scheinbar streckenweise in der Füssener Gegend und am Inn) kann die Trennung der beiden Horizonte praktisch Schwierigkeiten bereiten. Im oberrätischen Niveau kommen gelegentlich Kieselausscheidungen vor. Die 40 m mächtigen Garlandschichten WINKLERS vom Brauneck sind gleichfalls kalkig mergeliges Oberrät, die daraus mit zitierte Hettangefauna entstammt jedoch dem Hangenden.

Die Eigengliederung, Mächtigkeitsmessung der Unterhorizonte und Beobachtung der Faunenfolge ist leider noch ganz unzureichend. Aus den Untersuchungen (besonders BÖSE und KNAUER, auch HEIMBACH) geht wenigstens so viel hervor, daß allerorten die »schwäbischen« Lamellibranchiaten (*Gervillia inflata* usw.) die Basis behaupten (oft mit Muschelbreccie), daß dann Kössener und karpatische Elemente gemischt oder nacheinander sich einstellen; die Salzburger (*Choristoceras*-)Fauna ist ziemlich selten (so im Lahnewiesgraben) nachgewiesen; die oberrätischen Kalke enthalten wohl karpatische Elemente.

¹⁾ SCHAFHÄUTL beutete zwar bereits in den fünfziger und sechziger Jahren die reichere Fundstätte am Roßstein aus, seither wurde jedoch nichts mehr darüber veröffentlicht. Die mir von dort bekannten Fossilien entsprechen jenen des oberrätischen Riffkalks der Rofan und der Kammerker.

Der Lias der tiefbajuvarischen Zone (bis zu 250 m) ist charakterisiert durch die bathyale Facies der Fleckenmergel, die das höhere α bis ζ umfassen und ganz überwiegend Ammoniten, im γ auch reichlich Inoceramen einschließen. Nach BÖSE (12) verhält sich das mitteleuropäische Element zum mediterranen im unteren Lias wie 12 : 10, im mittleren wie 8 : 2, im oberen wie 10 : 2. Später als BÖSES Zusammenstellung erschienen die Listen SÖHLES, KNAUERS, ARLTS und AIGNERS (bei DACQUÉ fehlt eine solche, doch bekannter Fundplatz von α_4 — γ -Formen östlich der Bodenschneid). Stellenweise treten an der Basis graue, oft sandige Kalke mit einer Fauna des tieferen α auf, die durch *Rhynchonella genifer* (wohl identisch mit *Caroli Gem.*) und *gryphitica*, *Ostrea arietis* und *sublamellosa* gekennzeichnet ist. Hierher gehört die Tuberculatusbank der Vilseralpen mit *Gryphaea arcuata*, die schwarzen Kalkbänke des Klammgrabens (Schwangau) mit Fischzähnen, die Mergelkalke der Schmiedlahn- (32) und Schulleralpe (1), die Vorkommen am Wendelstein (Spitzingalm mit *Ostrea sublamellosa*, eigener Fund), Heuberg (35) und Wundergraben (41).

In die hochbajuvarische Zone greift die Facies der Fleckenmergel einmal in der Randmulde zwischen Rötelstein und Klammspitz, dann in den Schlierseerbergen über. Gewöhnlich tritt Mischung mit grauen Kieselkalcken (bis zu 250 m stark) ein, die nach Süden (Jachenau—Audorf Synklinorium) allmählich die echten Fleckenmergel verdrängen (DACQUÉ). Diese Ausbildung (auch am Wendelstein und Hochgern) kann unteren und mittleren, aber auch oberen Lias (so fand ich *Coeloceras annulatum* nahe Röhrlmoosalp am Roßstein) vertreten.

An die hochbajuvarische Randmulde knüpfen sich bestimmte Vorkommen des tieferen α . Es sind dabei die Hochfellnschichten (BÖSE 9) als kieselkalkige Entwicklung den beiden Psiloceraszonen WÄHNERS äquivalent. Am Brauneck (1), etwa 20 m [?], ist zu gliedern a) tiefere als helle, teilweise crinoidenreiche Kalke mit gleichmäßig verteilter Lagen Kieselsäure und der Hettangefauna WINKLERS (*Ostrea irregularis*, *Plicatula hettangensis*); b) höhere Lagen als graue, massigere Kalke mit Hornsteinknollen und *Waldheimia cor.* Zu a) und b) gehört die reiche Gastropodenfauna des Hochfells (3, 8), vielleicht auch die verkieselten Brachiopoden der Luitpoldhöhe bei Hindelang (9).

Die Spongitenschichten der *Schlotheimia angulata*-Zone (*marmorea* WÄHNERS) mit *Schl. donar* am Hochgern sind zwischen Klammspitz, Ettaler Mandl und Geigerstein, dann wieder zwischen Wendelstein und Hochfelln entwickelt, und zwar mit schöner Sedimentverzahnung zu Hierlatzkalk am Rötelstein, Mandl und Laubenstein. Ob in diesem Horizont wirklich noch verkieselte Megalodonten (?)schalen vorkommen (WINKLER, FINKELSTEIN), bedürfte wohl neuerer Untersuchung. Die Mächtigkeitsangaben (bis 150 m) sind insofern unzuverlässig, als höhere Horizonte in gleicher Ausbildung mit vertreten zu sein scheinen.

Unterliassischer Hierlatzkalk zeichnet ebenfalls die hochbajuvarische Randmulde aus, fehlt aber zwischen Rötelstein und Riesenkopf, sofern nicht DACQUÉs grünlichbräunliche Breccie mit Brachiopoden eingerechnet werden darf. Östlich des Laubensteins sind Vorkommen im Aiplgraben (26), auf dem Hochfelln und zusammen mit Fleckenmergeln südlich Maximilianshütte bekannt. Sie lagern auf Hauptdolomit, Plattenkalk, rätischem Mergel oder Kalk, Hochfelln- oder Angulatenschichten und erreichen zusammen mit mittelliassische m Hierlatzkalk eine 100 m übersteigende Mächtigkeit. Der letztere ist aus der Randmulde westlich Linderhofs, vom Riesenkopf und Hochgern beschrieben, kommt jedoch auch als Seltenheit in den tiefbajuvarischen Fleckenmergeln der Schwanseescholle eingelagert vor. Oberliassischer Crinoideenkalk ist als Unicum am Hochgern mit *Rhynchonella cf. Lycetti* (nach PLEININGER auch am Laubenstein?) gefunden. Die hemipelagische Facies der bunten Cephalopodenkalke und die Adneterkalke sind erst im südlichen Teil der hochbajuvarischen Zone heimisch, ihre Ausläufer dringen aber gelegentlich weit nach Nord vor (rote *Schlotheimia*-Kalke der Spitzingseegegend, Kalke der Jachenau, am Wendelstein und großen Mühlberg, am Heuberg mit *Spiriferina sicula*). Diese Facies herrscht durch den ganzen Lias (insgesamt kaum über 40 m stark) am Spitzstein (34) und südlich des Hochgerns. Außerdem ist oberliassischer Ammonitenkalk nur als schwächliche Einlage am Hochgern selbst (*Bifrons*-Zone) und südlich des Rotensteins bei Vils, sowie bei Sebi¹⁾ entdeckt worden.

Die Mergelfacies des Doggers knüpft sich an den nördlichsten kalkalpinen Saum; paläontologisch nachgewiesen ist sie vom Hochgern, Heuberg (35), Schlehdorf, Reiselsberg (?) (12), zwischen Pfronten und Hindelang, an letzterer Stelle allein mit Cephalopoden des mittleren Doggers²⁾. Die Hierlatzkalkfacies (bis 250 m stark) fehlt der hochbajuvarischen Randmulde zwischen Laber und Riesenkopf (teils wegen der cenomanen Abrasion, doch auch primär infolge Ersetzung durch Mergel bei Ohlstatt und Schliersee); sie folgt gewöhnlich unmittelbar auf unter- oder mittelliassische Hierlatz- oder Kieselkalke. Die crinoidenreichen hellen Brachiopodenkalke des unteren Doggers wurden zuerst vom Rotenstein bei Vils näher untersucht (hier allein mit Ammoniten), dann im Ammergebirge, am Laber, Riesenkopf (teils mit verkieselten Brachiopoden), am Heuberg, Laubenstein (bis 150 m; die höhere Personatenbank FINKELSTEINS ist nach PLEININGER liegend und zum Teil oberliassisch) und bei Ruhpolding (50 m stark am Taubensee, 2 m über Fleckenmergel nördlich davon am Zellerberg) entdeckt. Der Bathhorizont (Klausschichten) findet sich mit Brachiopoden am Weißen Haus bei Füßen, als geringmächtiger oolithischer Kalk auch am Lauben-

¹⁾ G. BUCHAUER, Geol. Profil bei Niederdorf (Kufstein O), Jahrb. Geol. R.-A. 37, 1887, p. 63.

²⁾ Nach gütiger Mitteilung Professor REISERS.

stein und am Taubensee an der Traun. Das Kelloway ist wieder erstmals vom Vilser Legam (mit Cephalopoden, *Hecticoceras hecticum*) näher beschrieben, dann auch mit *Waldheimia pala* vom Mehrentalgraben nördlich des Hochgerns und vom Stauffeneck bei Reichenhall (18) erwähnt; dem letzteren Zug entstammt zweifellos das erratische Vorkommen vom Beilehen usw. bei Teisendorf; ein Teil der Hornsteinoolithe des Riesenkopfs und Laubensteins mag hierher gehören.

Wieviel von dem bunten Radiolarit mitteljurassisches Alter besitzt, ist bei dem Mangel größerer Fossilreste innerhalb desselben und bei dem nur selten genau festzulegenden Alter der Grenzflächen kaum zu entscheiden. Die hangenden Aptychenschichten (200—300 m) führen öfters Tithonammoniten (so im Ammergebirg, Laubenstein) und lassen gelegentlich eine liegende, heller gefärbte, kalkige Partie von einer hangenden, rot und grün gefärbten, mergelschiefrigen unterscheiden. Die Folge tieferer Jura-Radiolarit-Aptychenschichten beherrscht nicht nur das ganze Allgäu, die tirolischen Hochalpen, die Mulde des Karwendelvorgebirges, sondern nachweislich auch den größeren Teil der bayrischen Kalkalpen; so liegt z. B. nach SCHLOSSER am Heuberg Radiolarit zwischen unterem Dogger und rotem *Acanthicus*-(?)Kalk unter Aptychenschichten. In auffälligem Gegensatz hierzu beschreiben AIGNER und DACQUÉ die Radiolarite als Hangendes der Aptychenschichten. Nach letzterem folgt auf liassischen Kieselkalk a) eine geringmächtige graublättrige Schicht mit eingesprengten Partien hellgelblichen Aptychenkalks, b) graue oder rote knollige Kalke mit *Aspidoceras* (*Acanthicus*-Zone?), c) rötliche und grau gelbe Wetzschiefer, oben mit Hornsteinen, d) rote und grüne hornsteinreiche Flaserkalke und Manganschiefer mit Hornsteinbänken, e) Übergang zu Neocom. Damit wäre für die bajuvarische Zone ein verschiedenes Alter des Radiolarits und die für benachbarte Gegenden zeitlich verschieden eingetretene abyssische Versenkung nahegelegt (GEYER beschreibt Radiolarite des unteren Ennstals normal unter Vilser Kalk!). Weitere Abweichungen von der oben beschriebenen Regel ergeben sich durch Einschaltung roter Ammonitenkalke des Malm's zum Teil in Adneter Facies, so in der Jachenau, südlich des Hochgerns, und zwar des Transversarius-Bimammatusniveaus bei Groß-Weil (24) und am Rotenstein, der *Acanthicus*-Zone an der Hornburg (11), bei Hasslberg, am Zellerberg (7), des Tithons mit Brachiopoden bei Vils, auch am Laubenstein. In Hierlatz-facies ist das Tithon (mit vielen Zwergammoniten, *Pygope diphyia*, *janitor*) am Wendelstein entwickelt, teils auf Aptychenschichten liegend (Steingrabner Alm), teils nach oben in solche übergehend (Bucheralp). Im Liegenden enthalten die grauen Hornsteinschichten der Bucheralp *Terebratula valfinensis* Lor., eine oolithische, stark verkieselte Kalkbank am Riesenkopf hastate Belemniten und *Rhynchonella* cf. *lacunosa* und *Terebratula* cf. *bisuffarcinata* (35); ähnliches Gestein überlagert am Laubenstein mittleren Dogger.

Die weichen, grünlichgrauen Mergelschiefer des Neocoms sind aus der tiefbajuvarischen Zone bei Vils, am Eibelsberg (1), bei Schliersee, am Heuberg und von der Hofalp (15) bekannt, sie sind in der hochbajuvarischen am Roßstein, in einzelnen Fetzchen am Eibsee und östlich des Inntals allgemein verbreitet. Die meist spärlichen Ammoniten (WINKLER, UHLIG, SCHLOSSER) weisen auf Valendis bis Hauterive, seltener Barrême. Der Übergang an der liegenden Grenze ist ein ganz allmählicher. Vom Schlierseegebiet sind fein konglomeratische Lagen und Fucoiden (Flyschiefacies) beschrieben.

Der Gault, ein dunkler Mergel mit Barytkugeln und Ammoniten, lagert transgressiv über verschiedenen Jurastufen in den Vilser Alpen; nur das weitere Vorkommen östlich Schwangaus ist gesichert, jenes der Kampenwand und Urschlau (vermutlich cenomane Mergel) nicht wieder auffindbar oder nicht mit Fossilien belegt¹⁾.

Das Cenoman (bis 150 m stark) bedeckt transgressiv in der tiefbajuvarischen Zone Aptychenschichten und Neocom mit oder ohne Gault, in der hochbajuvarischen Randmulde jäh nebeneinander die verschiedensten, bereits stark aufgerichteten jurassischen, ober- bis mitteltriassischen Schichten. Es folgt der Innsenke bis zur Audorf-Niederdorfer Bucht und greift im östlichen Chiemgau flächenhaft gegen Süd vor bis zur tirolischen Störungslinie. Eine reiche Fauna ist bis jetzt vom Inntal [mit Beziehungen zur Kreide von Regensburg (34—37)], vom Lichtstättergraben bei Ettal (39) und aus der Urschlau (WINKLER) bekannt, im allgemeinen sind nur *Orbitulina concava*, *Exogyra columba* und *Janira aequicostata* häufig. Nach KNAUER ist die normale Folge Grundbreccie aus Hauptdolomit oder anderen alpinen Gesteinen, sandige Kieselkalke, schwärzliche Mergel mit Pflanzenresten oder Schalen-trümmern. Als Facies unterscheidet SCHLOSSER im Inntal nördlich bathyale Mergel mit Ammoniten und südlich litorale Kalksandsteine mit *Exogyra*. Echte konglomeratumlagerete Klippen von Triasgesteinen sind am Branderschroffen (11), Teufelstättkopf, Illing (24) usw. zu sehen.

An vier verschiedenen Stellen betritt das ebenfalls transgressive Senon das Gebiet. Eine bunte Serie von Sandsteinen, Konglomeraten und Mergeln (mit exotischen Geröllen) ist auf Jura gelagert unter dem hochbajuvarischen Deckenrand der Tannheimer Alpen erschlossen. Dann hat SÖHLE Korallenmergel an der Sefelwandalp mit Hippuriten, über aufgearbeitetem Cenoman gelagert, beschrieben. ARLT fand Konglomeratbänke mit Exotica nahe dem Flyschrund an der Traun, und endlich erstreckt sich eine Bucht mit Gosauablagerungen Inntal aufwärts weit über die tirolische Störung gegen Süd. Wiederum kann SCHLOSSER eine nördliche cephalopoden- und inoceramenreiche Facies (Audorf) einer südlicher (bei Tiersee) gelegenen Litoralbildung mit

¹⁾ Die Karte ARLTS führt infolge eines Druckfehlers »Gault« anstatt »Gosau« auf.

Rudisten, Nerineen, halbbrackischen Gastropodenmergeln gegenüberstellen. Wiederum hat die Fauna (Coniacien bis Untersantonien) mit jener Niederbayerns Verwandtschaft.

Marines Alttertiär, Obereocän, zu einer eigenen diskordant dem Grundgebirge aufgesetzten Mulde verbogen, ist ganz auf das Inntal beschränkt. Nach SCHLOSSER ist bei Oberaudorf zu gliedern: a) (oben) Konglomerate, 50 m mächtig, aus kalkalpinen und quarzigen Geröllen (bereits unteroligocän?); b) Lagen mit Pflanzenspuren; c) braungraue, sandige Kalke (aufgearbeitetes Cenoman) mit *Marettia Desmoulinsi*; d) desgleichen mit *Nummulites variolaria* und *cf. intermedia* d'Arch. a) entspricht dabei den Häringer Pflanzenschichten und Kohlen, b)—d) den tieferen Häringer Schichten.

Trotz solcher stratigraphischen Fortschritte kann es nicht verborgen bleiben, daß noch sehr viele und wichtige Einzelfragen auf diesem Gebiet ihrer Lösung harren, daß es selbst in mancher Beziehung noch an den nötigen Vorarbeiten fehlt. Die wenigsten Karten geben ein exaktes Bild der faciiellen Differenzierung im Rät und Jura. Selbst neueste Arbeiten ermangeln zuweilen der sorgfältig überarbeiteten Fossilisten; die Durchschnittsmächtigkeit der Schichten, eine Angabe von größter Wichtigkeit für stratigraphische wie tektonische Betrachtungen, leidet häufig unter wenig zutreffenden, mit Karte und Profilen im Widerspruch stehenden Bestimmungen; ins einzelne gehende Zonenmessungen und faunistische Einzelaufsammlungen sind selbst an den bestbekanntesten Fundplätzen nur ausnahmsweise durchgeführt. Der in gar mancher Hinsicht entscheidenden Untersuchung der Beschaffenheit von triassischen Grenzungen, damit der Frage nach primären Sedimentationslücken ist kaum irgendwo Aufmerksamkeit geschenkt worden. In Anbetracht solcher Mängel hält es nicht schwer, vorauszusagen, daß solchen Forschungen noch überraschende Entdeckungen vorbehalten sein werden.

Der Grundplan des Gebirgsbaus.

Nachdem bis heute jeder Versuch fehlt, die neueren tektonischen Untersuchungen in den bayrischen Kalkalpen auf ihre gesetzmäßigen Zusammenhänge zu prüfen, erscheint hier eine Aufzählung der beschriebenen Falten, Brüche und Schollen wenig gewinnbringend, eine vergleichende Analyse zur Erlangung einer das Ganze beherrschenden Bauformel das wesentlichste Erfordernis.

Zwischen Isar und Vils.

Als Ausgangspunkt sei das Benediktenwandgebirge deshalb gewählt, weil es bei zentraler Lage ein in sich geschlossenes Ganze darstellt, das erst in letzter Zeit eingehend untersucht wurde.

AIGNERS tektonische Deutung ist die folgende (I, p. 59). »Der ganze Gebirgszug ist eine langgestreckte zentrale Mulde, an welcher infolge durchgreifender Längsbrüche die beiden anliegenden Sättel niedergebrosen sind.« Die so ge-

bildeten Längsschollen seien von jüngeren Querbrüchen verschoben und gegen die Isar abgesunken. Seine Begründung liegt (p. 81) in dem Gedanken, daß die einzelnen Formationsglieder außerhalb der zentralen Mulde identisch seien mit jenen innerhalb der Mulde und nur durch rein lokale Lagerungsstörungen abgetrennt; deshalb stehe zu erwarten, daß die Formationsglieder der Zentralmulde auch außerhalb derselben in der gleichen Reihenfolge und Ausbildung aufträten wie innerhalb; die aus der Mulde allein bekannten Schichten seien also in den abgesunkenen Sattelzonen in die Tiefe hinab gedrückt. Mit diesem Leitgedanken kontrastieren AIGNERS eigene Aufnahmen erheblich. Aus der zentralen Mulde werden Muschelkalk, Partnachschiefer und Wettersteinkalk beschrieben, deren Vorhandensein in den flankierenden Längsschollen nicht nachweisbar ist. Die eigenartige Ausbildung des Rät, vor allem des untersten Lias (Hochfelln- und kieselige Angulaten-Schichten) fehlt trotz genügend gut erhaltener Kontakte von Rät zu Lias völlig der nördlichen, größtenteils der südlichen Längsscholle, erst in deren südlichem Teil (Schwarzenbachtal und Jachenau) ist sie teilweise wieder erkennbar. Umgekehrt ist von den so mächtigen Fleckenmergeln, trotzdem der untere kieselige Lias am Kirchstein¹⁾ ganz erhebliche Mächtigkeit erlangt, nichts aus der Mulde bekannt. Die Untersuchung des nördlichen »Längsbruches« ergibt, daß an keiner Stelle die ursprüngliche Aneinanderpassung der beiden angeblich nur vertikal voneinander getrennten Schollen auch nur wahrscheinlich gemacht ist. Die nördliche Längsscholle fällt als Halbmulde mit oberjurassisch-alteretacischem Muldenkern in der gesamten Erstreckung von Kochel bis Länggries gegen die überragende tiefere Trias der zentralen Mulde: Mulde stößt so an Mulde, nicht ein niedergeborener Sattel an die ursprünglich folgende Mulde. Die Trennungsfläche ist entweder saiger oder, wie dies deutlich südlich der Längentalalp erkennbar ist, (und ebenso schon auf dem älteren Profil GÜMBELS, 1861, p. 448) steil südfallend.

Die Betrachtung der südlichen Sattelzone geht von dem in der Höllgrube so schön erschlossenen Gewölbe der Benediktenwand aus; die südlich sich anschmiegenden Raibler lassen sich unbedenklich an den Raiblerzug im Süden des Schwarzenbachs knüpfen; zwischen diesem und dem mitteltriadischen Südrand der zentralen Mulde ist die Fortsetzung des Benediktenwandsattels zu spannen. Der zwischenliegende Schollenstreif ist nach AIGNER eingebrochener Sattelfirst. Unverständlich bleibt es da, daß dieser ehemalige Sattelfirst dieselbe Facies hat wie der nördlich der Zentralmulde untergetauchte Halbmuldenkern und nicht die Facies der zwischenliegenden Zentralmulde. Sehr eigenartig ist es, daß diese »Einbruchzone« nicht nur von Süd her durch die Raibler überdeckt zu sein scheint (schräg wird ja das Muldensystem der Eselau von dem Raiblerzug des Schwarzenbachs überwältigt, ja am Krottengraben taucht gar noch Fleckenmergel mitten in den Raiblern wie ein Fenster empor), daß die »Einbruchzone« auch im Nord vom Muschelkalk der Zentralmulde stellenweise sehr deutlich überschoben wird. AIGNER hat es leider vergessen (p. 67), bei der Besprechung des äußerst wichtigen Überschiebungsaufschlusses im Hintergrunde der Kotalpe beizufügen, daß die N 70° O streichende Schubfläche mit 30° nach NW einfällt, und daß zwischen den verquälten Aptychenschiefen und dem hangenden Muschelkalk noch $\frac{3}{4}$ m stark verquetschte Fleckenmergel als Zeugen einer sehr intensiven Massenverfrachtung eingeschaltet zu sehen waren. Die zwei wichtigsten »Längsbrüche« AIGNERS konvergieren somit stellenweise auch heute noch obertags, südlich wie nördlich derselben sind Schichten gleicher Facies von der Zentralmulde überschoben, während die Facies der letzteren dem anliegenden Teil der flankierenden Schollen fremd ist. Dies drängt zum Schluß, daß die Zentralmulde durch zwei in der Tiefe zusammentreffende Flächen von den nachbarlichen Schollen durchgreifend getrennt ist, daß sie als Teil einer Überschiebungsmasse aufgefaßt werden muß.

¹⁾ Hier jedenfalls weit mehr als α_3 umfangreich.

Die Zentralmulde ist nicht so einheitlich gebaut, wie es AIGNER darstellt, in scharfem Gegensatz zu seinen Profilen. Besieht man daselbst die Kontakte von Raiblern, Hauptdolomit und Rät, vergleicht man dieselben im Profil mit dem auf der Karte gezeichneten Ausstrich im Umkreis der Hausstattalp, so springt die Unmöglichkeit ins Auge, die auffällige, so intensive Reduktion, ja das völlige Verschwinden des im Süden 1000 m mächtigen Hauptdolomits (im südlichen Muldenteil verschwinden auch die höheren Raibler!) durch Längsbrüche erklären zu wollen. Wie aus Profil 1 und der Karte hervorgeht, konvergieren diese »Brüche« abermals, und zwar hier viel stärker wie am Außenrand der Zentralmulde. Die Störung kann ihren im Gelände leicht zu verfolgenden Eigenschaften nach überhaupt nicht anders als mit einer horizontalen Abschürfung und Massenverschleifung gelegentlich einer Überschiebung erklärt werden. AIGNERS Aufnahmen geben vielleicht schon den Schlüssel zu näherer Erklärung. Im Westen der Benediktenwand liegt nördlich des Rabenkopfs Hauptdolomit, Plattenkalk und Rät den Raum der zentralen Mulde einnehmend vorgetrieben bis zum reduzierten Muldenordrand. Es erscheint naheliegend, diese Verschiebung — ein regionaler Vorgang, wie es sich im folgenden ergeben wird — mit der Schubverschleifung im Inneren der Zentralmulde in Verbindung zu bringen.

Einmal mit dem Gedanken ursprünglich nahezu horizontaler Verlagerung längs Gleitflächen, die erst durch sekundäre Eingriffe der Vertikalen genähert wurden, vertraut, sind auch die Störungen in dem von der Zentralmulde überschobenen Gebirgstiel als verstellte Schuppung verständlicher denn als Längsbrüche. Deutlich fällt dies bei der offenkundlichen Überschiebung des Kotigen Steins über die quer geschnittenen Lias- und Tithonschichten des Finstermünzalm-Lenzenbauernalm¹⁾ Zugs ins Auge. Der rasche seitliche Übergang solcher Struktur in stehende Sattelwölbung am Schwarzenbergkopf läßt aber keine Zweifel über den lokalen Charakter dieses Zusammenstaus. Daß die Steilschuppung noch bedeutend nördlicher als es die AIGNERSche Karte angibt, auf dessen »Flysch« gebiet hinübergreift (Vogelkopf), wurde bereits an anderer Stelle erwähnt (22). Jedenfalls tauchen auch hier die mesozoischen Schollenstreifen nicht unter den Flysch, sondern unter südlich herandrängende Triasschuppen. Daß auch der oben geschilderten Überschiebung der Zentralmulde keine allzu große Fernwirkung zukommt, möchte daraus hervorgehen, daß 1) an den wenig gestörten Sattel der Benediktenwand sich südlich Raibler und Hauptdolomit ohne nachweisbare Störung anschließen, 2) daß die Kieselkalke des unteren Lias der Zentralmulde in der südlichen Eselau aufzutreten beginnen.

Das Benediktenwandgebirge besteht somit aus zwei tektonischen Masseneinheiten, einer tieferen, »tiefbajuvarischen« (21), durch jurassische Mergelfacies und den Reichtum an jüngeren Schichten ausgezeichneten Einheit, die sich in enger Stauschuppung befindet, und einer höheren, »hochbajuvarischen« mit älterer Trias, Rätkalken, kieseligem Lias α , welche als Schubmasse die tiefere überlagert. Der Deckenordrand ist in Muldenform in das Liegende eingesenkt; gegen die Isar schiebt sich zwischen die abgespaltenen Deckenteile ein basaler Streif als Halbfenster. Die Decke birgt in sich eine wichtige, ebenfalls muldig gewellte Verschleifungsfläche, längs welcher es zu einer intensiven Reduktion des norischen und zum Teil noch karnischen Niveaus kam. Unter diesem zweiten Massenvorschub ist westlich der Benediktenwand die tiefere Trias der Zentralmulde noch im Zusammenhang mit dem Hinterland bedeckt, östlich dagegen ist Losreißung eingetreten.

¹⁾ Bei 21, p. 333 irrtümlich als »Lehnbauern« alp bezeichnet.

Es ist als besonders günstiger Umstand zu bezeichnen, daß heute bereits die Neuaufnahmen der Randzone zwischen Isar und Vils lückenlos aneinander passen, daß die oben versuchte Deutung auf ihre regionale Brauchbarkeit geprüft werden kann.

Die schwierige Region um den Kesselberg ist dank der Bemühung KNAUERS mit Zuhilfenahme einiger wertvoller Ergänzungen AIGNERS (1, p. 21, 79) heute ziemlich enträtselt. Wir sehen so den bis zum Zwieselschrofen verfolgten Nordrand der Zentralmulde über Stutzenstein, Kienstein zum Branderschrofen sich fortsetzen. Muschelkalk, Partnachschieben und überwältigter Aptychenjura begleiten immer noch den nördlichen Sockel; eine enggepreßte innere Zone zeigt wieder rätischen Kalk, und die charakteristische Reduktion des Hauptdolomits, selbst der südliche Wettersteinkalkrand taucht um 2 km südwestlich zurückgeschoben bei Joch eine kurze Strecke weit wieder auf. Zwischen Flysch und diesen zu einem Trümmerstreif gedehnten Überbleibseln der Zentralmulde aber liegt eine in sich verschuppte Zone von Raibler Rauhacken, Gips, Hauptdolomit, Fleckenmergel und Aptychenschichten von Cenoman bedeckt (1).

Wir betreten westlicher die Gruppe des Herzogstands und Heimgartens, ein Gebiet mit westlicher Achsensenkung. Der Wettersteinkalk taucht zwischen Schmalwinkelscholle (Raibler, Hauptdolomit, Kössener, Fleckenmergel und Aptychenschichten) im Nord (24) und der Rötelsteinmulde (mit Hauptdolomit, rätischem Kalk, Spongienlias und Hierlatzkalk auch facieell das Äquivalent der östlichen Zentralmulde) gegen West unter, nicht ohne daß in einem wirren Gefolg von Klemmstreifen verschiedenster Art die Wichtigkeit der trennenden Narbe betont würde. Südlich hebt sich der Hauptdolomit zum stehenden Gewölbe des Herzogstands empor, steil steht auch hier eine Bewegungsbahn unter dem Scheitel, die inmitten von Hauptdolomit gelegen, als Kennzeichen ihrer Bedeutung eine Verwerfungsbreccie von Fleckenmergeln, Aptychenschichten und Kreide neben Dolomit führt. Wenig westlicher unter dem Buchrain neigt sich die Fläche; Rätkalk und Lias der Rötelsteinmulde fällt unter sie ein: in dem Schubvordrang der Hauptdolomit- und Plattenkalkmassen des Rauhecks sehen wir das Gegenstück zur Rabenkopfüberschiebung. Nördlicher am Simmersberg hat KNAUER einen wichtigen Zeugen für den ursprünglich mehr horizontal vor sich gegangenen Massentransport gefunden. Aptychenschichten sind auf beträchtlicher Strecke längs einer 30° nach Süd einschließenden Ebene auf Hauptdolomit geschoben mit einem wirren Hauf von Fleckenkalkresten als zwischengelagertem Schmiermittel.

In scharfer Diskordanz greift das Cenoman aus der Mulde quer über den südlichen folgenden Sattel über und bezeugt trotz aller jüngeren Eigenverfaltung und jüngerer Überschiebungsbewegungen das präcenomane Alter der ersten nordalpinen Vorfaltung (vgl. KNAUERS Profile 1—4).

Das Cenoman des Heubergs liegt schon jenseits der ersten Diagonalspalte des Loisachtals, als erste Etappe der Verschiebung bereits 1 km zurückgezogen. Und nochmals haben wir 2 $\frac{1}{2}$ km südlicher zu wandern, um westlich Eschenlohe zwischen Rauheck und Hohenberg bei N 70—80° O-Streichen im Muldensystem des Ettaler Mannldls unsere »Zentralmulde« wieder zu finden.

Die beiden entsprechen sich in der Tat vollkommen. Wettersteinkalk, Partnachschieben und Muschelkalk tauchen am Nordrand der Mulde auf, Rätkalk, Spongien-schichten und Hierlatzkalk des Lias, ja hier zum ersten Male Hierlatzkalk des unteren Doggers und Cenoman charakterisieren die durch eine kleine innere Aufwölbung gedoppelte Mulde (gedoppelt war sie auch östlicher am Rötelstein und mancherorts an der Benediktenwand). Auch hier liegt nebeneinander auf engstem Raum eines Muldenflügels quer über Wettersteinkalk bis Dogger das Cenoman mit Grundkonglomerat. Südlich folgt mit den Raiblern von Oberau der Kern des Satteltgewölbes, das am Herzogstand, in der Benediktenwand schon

erkannt wurde; doch im Labergebirge ist nichts von Überschiebung der Zentralmulde durch ihren Südrand zu spüren, vollkommen normal erscheint der Verband. Am Nordrand herrscht hingegen das gewohnte Verhältnis. Die Fleckenmergel der großen Laine, die SÖHLE schon ausbeutete, samt jenen, die ich 35° S fallend unter der Wand Wettersteinkalks vom Schoberwald, ja mit eingefaltetem roten Radiolarit die Hauptdolomitmasse des Rauhecks unterteufend fand, sind nichts anderes als der jäh zusammengedrückte Rest der Schmalwinkelscholle KNAUERS und damit der nördlichsten Kalkzone der Benediktenwand.

Zwischen Ammer und Vils haben schon BÖSE und SÖHLE einen Schollenvergleich erstrebt, der, von Einzelheiten der Begrenzung abgesehen, auch heute noch Gültigkeit hat. Sie stellen gegenüber:

Vilseralpen	Hohenschwangauer Alpen	Ammergebirge	Labergebirge
Füssenerscholle	Hohenburgscholle	Steckenbergscholle	—
Vilserscholle	Schwanseescholle	Lobbergscholle	—
Aggensteinscholle	Tegelbergscholle	Klammspitzscholle	Manndlscholle
Schlagsteinscholle	Gumpenscholle	Hundsfellscholle	Mühlbergsch.
Reintalscholle	Säulingscholle	Scheinbergspitzsch.	Hohenbergs.

Wenden wir uns zunächst dem Aggenstein-Manndl-Schollenzug zu, so ist die Übereinstimmung mit der bis zum Manndl verfolgten »Zentralmulde« unverkennbar. Wieder sehen wir ihn im wesentlichen als Mulde mit rätischer und jurassischer Kalkfacies und transgredierendem Cenoman erbaut, wieder stößt im Nord ein Streifen junger Mergel jäh gegen den aufgebogenen mitteltriadischen Muldenrand. Dieser letztere läßt hier um den Hennenkopf (40) viel besser als östlich sattelförmigen Bau erkennen. Als Kern desselben Sattels erscheint auch der steilstehende Wettersteinkalk des Kofels bei Ammergau, an den sich südlich wie nördlich Raibler lehnen. Diese sind nun, wenn auch überstürzt, mit dem Hauptdolomit des Schinder- und Osterbühls in normalem Zusammenhang, und dieser Hauptdolomit zieht westwärts zum Steckenberg und schließt dort Reste einer verquälten Rät-Lias-Cenomanmulde in sich. Gedenken wir der überschiebenden Rolle, welche dem Nordrand der Zentralmulde zukommt (siehe unten), so dürfte es hier bei Ammergau viel natürlicher sein, die »Steckenbergscholle« als weit vorgestoßenen, teilweise abgetrennten und schließlich eingesackten Streif des nördlichen Schubrands der Zentralmulde aufzufassen, denn als jäh emporgedrückten Untergrund der vorgelagerten Mergelzone. Daß diese nicht, wie SÖHLE glaubte, mit den Fleckenmergeln der großen Laine verschwindet, daß wir sie östlich bis zur Isar ohne solche Emporpressung verfolgt haben, bestärkt unsere Überzeugung.

Eine ähnliche Erklärung kann dann folgerichtig auch im Westen bei dem Äquivalent der Steckenbergscholle zurecht bestehen. Am Schönleitenschroffen (11) kommt noch der Kern des nördlichen Grenzsattels der Aggenstein-Manndlmulde als Muschelkalk und Partnachschichten hervor. Am Gelben Wandschroffen verschwindet der letzte Partnachstreif der Tegelbergscholle, um dafür längs der Südseite des Kien- und Huttlerbergs aufzutauchen. Überstürzt reiht sich daran nordwärts Wettersteindolomit, Raibler, Hauptdolomit und Cenoman, ganz ebenso wie am Steckenberg; hier wie dort werden wir dazu geführt, an einen ehemaligen Zusammenhang der Füssener mit der Tegelbergscholle — die erstere als vorgetriebenen, abgerissenen und eingesenkten Rand der letzteren — zu denken. ROTHLETZ hatte schon (31) die Sattelnatur der Füssener Scholle erkannt; ein Halbgewölbe ist auch die vereinsamte Scholle der Hornburg, und gleich nordöstlich finden wir, vielleicht davon abgeglitten, etwas Lias- und Malmkalk rings in jurassischer Mergelumgebung. Für oder gegen diese Auffassung mag Entscheidendes aus der Kartierung des westlichsten Endes der Füssener Scholle bei Steinach an der Vils erwartet werden, wobei freilich die Möglichkeit besteht, daß durch sekundäre Anschuppung die basale Zone das ursprünglich tektonisch Hangende in die Tiefe gedrückt hat.

Daß die Voraussetzung hierzu, nämlich der überschiebende Charakter des sogenannten Längsbruchs zwischen Lobberg-Schwanssee- und Klammspitz-Tegelbergscholle gerade in den Linderhofer Bergen eine kaum widerlegbare Stütze erhält, verdient hervorgehoben zu werden. Die Triasmasse des Teufelstättkopfes ist nicht nur im Nord und Ost von den basalen Aptychenschichten umringt, die des öfteren (so »auf dem Stein«) sehr deutlich die mittlere Trias unterteufen; südlich zieht sich noch ein basaler Mergelstreif als Halbfenster weit nach West in den aufgebrochenen Sattelkern hinein, und Streifen von Partnach- und Aptychenschichten sind hier derartig nebeneinander verklemmt, daß es angesichts der stratigraphischen Sprunghöhe (mindestens 1200 m) vollkommen ausgeschlossen ist, vertikale Vorgänge zur Erklärung allein heranzuziehen.

Der ursprüngliche Muldenbau des Aggenstein-Mannldzuges ist am Branderschroffen, besonders aber in Linie Klammspitz-Scheinbergspitz recht gut erhalten. Von letzterer ab treten gegen West bemerkenswerte Veränderungen auf. Einmal schließt hier die Facies der Spongienschichten und Fleckenmergel innerhalb der Mulde ab und tritt hierfür westlich mittlerer Lias Hierlatz, sehr mächtiger Brachiopodenkalk des gesamten Doggers, Juraptychenschichten und Gosaumergel auf; westlich Hohenschwangaus erfährt dann der Schichtbestand durch Aufnahme oberliassischen Ammonitenkalks, von bunten Malmkalken und Gault die letzte Bereicherung. Dann kompliziert sich der Eigenbau der Mulde zunächst durch Einschaltung zweier innerer Wettersteinkalkzüge. Nur den nördlichen am Fürstberg dürfen wir wohl als Aufwölbung des Untergrunds ansprechen, nachdem bereits im hangenden Hauptdolomit der Klammspitz die Sattelwölbung beim Aufstieg von Ost klar erkennbar ist. Der südliche Zug des Geiselsteins erscheint im Sinne der Profilzeichnung Böses (11) als von Süd von der Wettersteinkalkmasse der Hochplatte abgespalten und in die nördlich vorgelagerte rätisch-liassische Nebenmulde von oben hinübergeglitten.

Zum ersten Male seit der Besprechung des Heimgartengebiets begegnen wir wieder einem überschiebenden Vorstoß des südlichen Muldensattels, der in der Hochplatte sich noch zu stolzer Höhe erhebt, dann jedoch infolge einer kräftigen Achsenflexur sich rasch gegen das Lindergries senkt bei deutlicher Wahrung seiner Sattelcharaktere (Hauptdolomit der Scheinbergspitz flankiert von Plattenkalk und Rät), um erst östlich Ettals in dem bereits erwähnten Sattel mit Raiblerkern von Oberau sich neuerdings kenntlich zu machen. Nur als Ausfluß tangentialer Massenverschiebung werden wir die eigenartigen Scherpakete am Straußberg, zwischen Älpelekopf und Pilgerschrofen verstehen können, die den Nordrand der Säuling-Scheinbergspitzscholle säumen — als Auswirkung vertikaler Bewegungsvorgänge werden sie bei der innigen tektonischen Durchmischung von Jung und Alt trotz aller saigeren Stellung der Flächen von heute unerklärbar bleiben.

Westlich von Hohenschwangau scheint die Tegelbergscholle ihren Muldencharakter zu verlieren. An eine nördliche Zone jurassischer Kalke schiebt sich die Hauptdolomit-Plattenkalkscholle des Schwarzenbergs, der Wettersteinkalk des Kitzbergs und neuerdings eine Hauptdolomit-Rätkalkscholle um den Kniepaß. Trotz der unvermittelten Schollenkontakte werden wir sie alle zusammen entgegen dem Vorschlag Böses, der die nördlichen Jurakalke seiner Schwansseescholle zurechnet, von welcher sie aber ebenso tektonisch getrennt sind, als Äquivalent der »Zentralmulde« betrachten dürfen. Einmal gibt die gemeinsame Facies den Kitt, dann die Beobachtung, daß die scheinbar so wichtige Störungslinie des Schwansseegatterls westlich des Lechs im Kegelbergprofil ihre Bedeutung verliert, wo wir Wettersteinkalk bis Liashierlatzkalk in normalem Verband sehen. Zwischen Hundsarsch und Schlicke lernen wir den zugrunde gelegten Gewölbeplan der Kitzbergscholle kennen, und so erscheint uns letztere nur wie ein Gegenstück der östlicheren Fürstbergwölbung. Die norisch-rätische Platte südlich des Labbachs entspricht der Halbmulde des Raintales; die ladinischen Schichten nördlich des

Hohlakopfs dem Säuling-Scheinbergspitzsattel, an den sich südlich die Mulde des Hohlakopfes und jene der Weitalp anschließt.

Nördlich des Rotensteins werden wir ferner die Trennungslinie zwischen Vilser und Aggensteinscholle nicht, wie ROTHPLETZ vorschlug, unter die Serie Hauptdolomit — jurassische Mergel — Neocom, sondern in die Störungslinie zwischen dieser und den von Gault diskordant überquerten jurassischen Kalkschollen des Rotensteins und Ächseles legen. Tun wir dies, so ergibt aber ein Blick auf die tektonische Übersichtskarte AMPFERERS (6), daß wir damit die Scheidung zwischen Allgäuer und Lechtaler Schubmasse vollziehen, die von da nach Südwest sich ja allgemeiner Anerkennung erfreut. Wir wissen heute dank der unermüdlichen Tätigkeit AMPFERERS, daß der Lechtaler Schubrand nicht, wie ROTHPLETZ glaubte, östlich Reutte im Hauptdolomit verschwindet (für die Längsverwerfung südlich der Geierköpfe bietet sich gar kein Anhalt); wir wissen, daß am Urisee ein Streifen von Jura und Gosau unter das überwölbende Dach von Hauptdolomit untertaucht, daß die Decke aber in dem Schubzeugen des Hahnenkamms, in den triassischen Massen der Tannheimer Alpen nochmals den Lech übersetzt, bis zum Einstein und Aggenstein vordringt. Die nördliche Begrenzung dieses Deckenvorstoßes ist nichts anderes wie unser von der Benediktenwand hierher verfolgter »Längsbruch« zwischen Vilser-Lobberg-Schmalwinkelscholle und Aggenstein-Tegelberg-Mannl-Benediktenwandscholle.

Indem wir an den freigelösten Westrand unserer Gebirgszüge treten und die dort längst erkannte Lagebeziehung von Basalem und Decke mit unseren bisherigen Resultaten vergleichen können, gewinnen wir die Gewißheit, daß die versuchte Gliederung in Tief- und Hoch-Bajuvarisch regionalen Charakter hat. Wir sehen in der Schlagsteinscholle, (zu welcher der aufgepreßte jurassische Klemmstreif am Kniepaß, keinesfalls die zur Decke gehörige Gumpenscholle zu rechnen ist), in der Bucht vom Urisee wie in dem langen basalen Band der Vilser-, Schwansee-, Lobberg-, Laine-, Schmalwinkel- und Schmiedlahnschollen nur die verschieden weit ostwärts vordringenden Fühler der erosionsbefreiten basalen (tiefbajuvarischen) Masse, auf welcher die hochbajuvarische Decke, randlich als Mulde mit zwei mehr oder minder vollständigen Sätteln vorgeschoben ruht, oder in welche Teile der Decke eingesenkt sind. Die heutige Verteilung der meisten Schubkontakte kann diese Überzeugung nicht erschüttern; nur tangential Massenbewegungen konnten dies ungemein heftige, in seinen wesentlichen Zügen mit einer Deckenbildung übereinstimmende Störungsbild erzeugt haben.

Westlich der Vilseralpen orientieren uns nur einige Profile von ROTHPLETZ (33) und AMPFERER über den Bau. Eine wegen ihrer skytischen Grundgeschiebe interessante Bewegungsfläche durchschneidet am Eiseler und im Pfrontner Wald das basale Allgäuergebiet, im Westen südlich des Imberger Horns frei am austroalpinen Schubrand austreichend, während im Ost am Nordfuß des Breitenbergs vielleicht die Fortsetzung in der von ROTHPLETZ bereits kartierten Störung zwischen Aptychenjura und Rät-Hauptdolomit gelegen sein möchte. Kräftige Schuppung am vordersten Rand bei Hindelang wie am Zinken (mit Einfügung hochbajuvarischer Vorschollen?), ergänzt dürftig das Bild.

Zwischen Isar und Salzach.

Östlich der Isar klafft leider mehr als eine empfindliche Lücke in unserer Kenntnis der nördlichen Randzone, nur ein kleiner Teil liegt

neu kartiert vor. Wir werden daher nicht mit jener Sicherheit wie westlich der Isar gültige Bauregeln ableiten können.

Als eine der interessantesten Gruppen darf jene des Wendelsteins gelten, ein überraschend genaues, spiegelbildliches Gegenstück der Benediktenwandgruppe.

Wie dort AIGNER, so glaubte hier — allerdings zwanzig Jahre früher — FRAAS, eine aus mittlerer Trias, reduziertem Noricum, Kössenern und oberrätischem Kalk und kalkig kieseligem Unterlias gefügte »Zentralmulde« als gehobene Scholle von der beiderseits abgesunkenen Umgebung trennen zu müssen; der südlich auf die Mulde folgende Sattel sei am First in einer gegen West erweiterten Kluft gespalten, zwischen die beiden entsprechenden Gewölbe flügel Wendelstein-Soinspitz und Bockstein-Lacherspitz seien allerhand jüngere Gesteine eingebrochen.

Wie an der Benediktenwand macht bei solcher Erklärung der Faciesunterschied zwischen den angeblich nur vertikal getrennten Schollen stutzig. Innen herrscht wieder, wie wir es als Eigentümlichkeit der hochbajuvarischen Randmulde fanden, die Kalkfacies des höheren Räts und unteren Lias, ja östlich des Förchenbachs tritt bei mählich Ost geneigter Achse eine vom Ammergebirge bekannte Bereicherung durch Aufnahme mittelliassischen Hierlatzkalks, Brachiopodenkalks des unteren und mittleren Doggers, kieselig oolithischer Gesteine des unteren Malms, von Aptychenschichten und transgredierendem Cenoman ein, welch letzteres bis gegen den großen Mühlberg vorgreift. Und wieder sehen wir sowohl in dem durch die »Längsverwerfung« abgeschnittenen Vorlandstreif, wie im Südwesten auch hinter der Mulde (analog zur Eselau) die Facies der Fleckenmergel.

Wie an der Benediktenwand führt uns auch hier die Untersuchung der Störungsflächen am südlichen »Sattleinbruch« zur Überzeugung, daß die jungen Schichten beiderseits, sowohl im Nord unter dem Gachenblick wie im Süd unter dem Bockstein unter die ältere Trias hinabziehen, von dieser überschoben sind. Man vergleiche die ganz richtig beobachteten Profilskizzen GÜMBELS (1861, Fig. 61 u. 63, Tafel 8 u. 9)! FRAAS selbst hatte schon eine derartig innige Verschuppung von jurassischem Schiefer mit tieferen Triaskeilen festgestellt, wie sie bei vertikalen Bewegungen in Erstaunen setzen müßte. Am überzeugendsten gegen die ältere Erklärung dürfte aber der Umstand sprechen, daß, wie das FRAASSche Profil nördlich des Bocksteins, seine Karte an der Spitzingalp beweist, innerhalb des »eingesunkenen« jungen Streifens nicht etwa eine muldenförmige Zusammenpressung, sondern Sattelstruktur herrscht, und zwar an derselben Stelle, wo darüber in scheinbar voller Konkordanz der mitteltriassische Sattel zum Luftgewölbe zu ergänzen wäre.

Diese Sattelstruktur stellt sich nachgerade als höchst bezeichnend für »Streifenfenster« heraus; mögen sie nun zwischen Wetterstein und dem mitteltriassischen Vorzug¹⁾, in der Aschauer Scholle (vgl. das wunderschöne Profil AMPFERERS [6], Fig. 6, S. 546) oder südlich des Kirchstein-Brauneckzuges gelegen sein: stets führt die genauere Untersuchung zu dem Ende, daß ein deckenüberwölbter Aufpressungsstreif, nicht von oben eingesenkte Glieder vorliegen.

So erscheint denn auch am Wendelstein es als das natürlichste, die von mittlerer Trias umringte »Zentralmulde« als vorbewegten und

¹⁾ Sehr deutlich südlich des Hohen Kamms und am Karljoch der Puitalp.

teilweise abgespaltenen Deckenrand zu deuten. Wie an der Benediktenwand im Südosten, so schiebt sich hier im Südwesten zwischen Rieder-, Spitzing- und Wendelsteinalpen ein Halbfenster zwischen die eingesenkten Deckenteile. Auch hier werden wir mit FRAAS den Kontakt des südlichen Gewölbes mit dem Hinterland als im wesentlichen ungestört ansehen dürfen; finden wir ja am großen Mühlberg über Rät liassischen Ammonitenkalk, in der Audorfer Mulde Kieselkalk, und derselbe kieselige Lias tritt auch in dem südlichen Teil des für basal angesprochenen Gebietes an der Spitzingalp auf.

Die Analogie mit der Benediktenwandgruppe geht noch einen Schritt weiter. Innerhalb der Mulde ist die norische, am Südrand auch die karnische Stufe tektonisch reduziert. Wir finden in den beiden Profilen von FRAAS bereits die unter mittlerem Winkel geneigte zugehörige Scherfläche, und wieder möchte vielleicht der starke Schollennachdrang von Süd (am Dümpfel) damit in ursächlichem Zusammenhang gedacht werden können. Die ältere Erklärung, Absinken des Muldenkerns an den aufgerichteten Flügeln ist schon deshalb unbefriedigend, da statt der zu erwartenden starken Kompression gerade im Innern (Schweinsberg) die relativ ruhigste Lagerung des ganzen Gebietes herrscht.

Als auf eine besondere Eigenheit des Wendelsteingebiets sei auf die zwischen dem jungschichtigen Basalgebiet und der mitteltriassischen Decke häufig zwischen geschalteten Quetschstreifen von mitgerissenem Hauptdolomit hingewiesen.

Wir betreten westlich das Kartierungsgebiet DACQUÉS. Der Kern seiner tektonischen Ausführungen ist der folgende. Obwohl zweimal eine mit Raiblern begrenzte Serie von Trias und Jura tektonisch mit jurassischen und alcretacischen Schiefen in anormalem Kontakt steht, der vielerorts als »Pseudostirnrand« in Erscheinung tritt, könne nur »von einer isoklinalen Anlagerung der Trias an jüngere Formationsstufen, keineswegs von einer Überschiebung im eigentlichen Sinn des Wortes die Rede sein.« »Der zusammenhängende und in die Tiefe fortsetzende, nirgends als isolierte Überschiebungsmasse zur Geltung kommende Ring von Raibler Schichten« sei seiner Anlage nach eine südwärts geneigte Mulde, »dessen Südflügel bis zum Muldenkern vorgedrungen und größtenteils ausgequetscht sei.« Zwischen Flysch und dem Raibler Ring liege ein normaler Muldenkern, der »letzte sichtbare Überrest einer ehemals auch noch aus älteren stratigraphischen Gliedern zusammengesetzten zweiten großen Hauptmulde des vorderen Gebirgstells, die ausgewalzt wurde bis auf den jetzt noch übrig gebliebenen vor der Flyschzone herlaufenden Jura-Neocomkern.«

Ein solches Resultat scheint zunächst wenig mit den im vorangehenden abgeleiteten Bauformeln zu harmonieren. Die Sicherheit DACQUÉS in seiner Schlußfolgerung vermag aber über die Schwäche seiner Argumente nicht hinweg zu täuschen. Ausschlaggebend scheint zunächst die Frage: Sind die den beiden Raiblerbändern vorgelagerten Störungslinien Ausstriche von Überschiebungen oder von lokalen Quetschzonen? Das erstere sucht DACQUÉ damit abzulehnen, daß er 1) auf den Muldenbau der vorgelagerten Zone, 2) auf die streckenweis steile Stellung der tektonischen Trennungsfläche sich beruft. Er bleibt den Beweis schuldig, daß ursprünglich die Mulde mit dem Raiblerhalbsattel in direktem Verband stand. Er berücksichtigt nicht seine eigene Beobachtungstatsache, daß auf der Strecke Riederstein-Kreuzbergkopf, am Brunstkogl, bei Hohenwaldeck, auf der Nordseite der Kegelspitz der von ihm selbst eingezeichnete Ausstrich der Störung mathematisch der Schnitt einer unter mittleren Winkeln südgeneigten Fläche ist; daß der Lias glatt unter den Raiblern des Brunstkogels hinweggeht, nicht etwa sich an deren

Nordrand entlang drückt. Er setzt sich wortlos über die alte Erfahrung hinweg, daß durch nachfolgende Schuppung die erst angelegten, am weitesten von dem Sitz der nachwirkenden Kraft entfernten Flächen unruhige Versteilung erfahren müssen, je nach Wirkung des Widerlagers. Er spricht von Ausquetschung, ohne nur mit einem Wort darauf hinzudeuten, wohin denn die fehlenden Schichten (zwischen Raibler und Neocom an der Aalbachalp mindestens 1200 m Gesteinsmächtigkeit!!) gekommen sein sollen; von entsprechender Brecciananhäufung — ein absolutes Erfordernis bei geringer Massenbeförderung — ist nicht das geringste bekannt. Eine solche Reduktion könnte nur als Ausfluß einer gewaltigen Fernwirkung verständlich sein, und diese lehnt DACQUÉ ausdrücklich für die kalkalpine Randzone ab, ohne sich zu erinnern, daß seine kaum 500 m nördlicher vorbeiziehende Flyschgrenze genau die gleichen Eigenschaften aufweist wie die Brunstkopf-Hohenwaldecklinie. Und doch soll erstere der Ausstrich einer Deckenverfrachtung, letztere einer ausquetschenden »Aneinanderfaltung« sein! Bei speziellerer Betrachtung der von ihm mit »Auswalgung« erklärten Störungen sieht man erstaunlicherweise gerade die Plattenkalke scheinbar am meisten davon betroffen, die doch sicher mehr wie Kössener Mergel oder Fleckenmergel einer starken tektonischen Beanspruchung standhalten konnten. Daß gleich südlich in Linie Wasserspitz-Brecherspitz-Bodenschneid eine scheinbar übernormale Anhäufung von Plattenkalk damit in Zusammenhang stehen könnte, wird vom Autor nicht berührt. Und schwer verständlich dürfte die Auffassung DACQUÉS sein, daß die rundlichen Schöllchen (offenbar Schubfetzen) von Raibler, Hauptdolomit und Plattenkalk, die westlich des Lechnerbergs mitten im unteren und oberen Jura liegen, von unten emporgetragen seien.

Betrachtet man unter regionalen Gesichtspunkten die Karte DACQUÉS, so scheint zunächst kein Zweifel zu bestehen, daß die Aalbachzone genau der bei Lenggries verlassenen tiefbajuvarischen Masse entspricht. Wir können sie ja ungehindert über die Nordseite des Ringbergs, über die Fleckenmergel der Aualp und die Aptychenschichten des Sattelpopfs, über die gleichaltrigen Mergel des Reitergrabens stets hinter dem Flyschrand bis Länggries verfolgen. Bei Hohenburg übersetzt auch die hochbajuvarische Decke mit Muschelkalk und Wettersteinkalk die Isar, in Geigerstein (mit Spongienlias und *Rhynchonella genifer*) und Fockenstein, in dem Hügel von Erlach bis an die Grenze von DACQUÉS Gebiet führend. Aber wir können nur vermuten, daß der Muschelkalk dieses Hügels unter die Raibler des Kühzagls einfällt. Gehen wir darum einen weiteren Schritt südwärts, so gelangen wir an das Synklinorium des Spitzingsees aus Rät und Jura. Hier sehen wir die oberrätischen Kalke, die Kieselkalkfacies des Lias mächtig entwickelt, die wir beide als hochbajuvarische Kennzeichen ansehen lernten. Hier sind auch mächtiger Plattenkalk und roter tiefliassischer Ammonitenkalk vertreten. Dieses Muldensystem führt uns westwärts über Setzberg zum Leonhardstein bei Kreut, zum oberrätischen Kalk des Roßsteins und zur Jachenmündung. Aus AIGNERS und KNAUERS Darstellung wissen wir aber, daß auch in deren Gebieten ein rätoliassisches Synklinorium auftritt, das südlich der Sattelwelle der Benediktenwand seine normale tektonische Stellung einhält. Beide Mulden verfließen in der Jachenau. Wir dürfen so die Raibler südlich des Schwarzenbachs mit dem Raiblerzug des

Kühzags identifizieren, und das heißt wieder die Rabenkopf-Raueck-überschiebung mit der Kühzagl-Neuhausüberschiebung. Darunter liegt westlich die hochbajuvarische Randmulde, und so können wir auch östlich die Raibler Ringmulde DACQUÉS trotz ihrer offenkundigen faciiellen Verarmung als das tiefgesenkte Äquivalent derselben betrachten; ihr darf wohl als abgeglittener Schubstreif der cenomanbedeckte Hauptdolomit des Lechnerbergs zugerechnet werden.

Es erübrigt, Wendelstein und Schlierseerberge aneinander zu fügen. FRAAS glaubte an eine Verschiebung seines nördlichsten Raiblerzugs nach Süd zur Wand bei Birkenstein um $1\frac{3}{4}$ km. Die Karte DACQUÉS bringt keine Beweise hierfür, es scheint vielmehr die hochbajuvarische Mulde des Wendelsteins das Gebiet DACQUÉS hoch zu überragen. Und doch können wir nicht etwa nur an eine einfache Verwerfung, noch weniger an eine eigene »Wendelsteindecke« glauben, nachdem das Synklinorium des Brunnsteins ja nur die ungebrochene Fortsetzung der Großmulde der Rotwand und des Spitzingsees nach Lage wie Facies sein kann; nachdem der nördlich sich anschließende Hauptdolomit den Sattel des Bocksteins und der Lacherspitz mit zwischengelagerten Raiblern normal zu bedecken scheint.

Eine genauere Betrachtung der dem Breitenstein-Kirchwandzug westlich vorgelagerten Zone möchte den Schlüssel zur Erklärung abgeben. Die norisch-rätisch-jurassischen Schollenstreifen bei Birkenstein sehen wir energisch aus der normalen Streichrichtung nach N 40° W gedreht¹⁾, gleiches Streichen beherrscht auch die hoch darüber aufragende Masse des Schweinsbergs. Unter dem Wettersteinkalk der Kirchwand streichen Aptychenschichten aus dem Halbfenster der Spitzingalm nordwärts umbiegend bis gegen den Kotgraben. Die Querstörungen des Wendelsteingebiets laufen nicht mehr parallel, sondern wie unter einem seitlichen Druck zusammengepreßt — wir bekommen den Eindruck einer lokalen Aufpressung von Ost, Hochbajuvarisch über quer gestellte Pressungsstreifen von Tiefbajuvarisch und dieses vielleicht wieder über die als hochbajuvarisch erkannten Raibler der Wand (vgl. GÜMBELS Profil 1861, Fig. 38, Taf. 5). Diese Vorstellung fügt sich durchaus in den aus neueren Erfahrungstatsachen gesammelten Vorstellungskreis über jugendliche, Ost-West gerichtete Überquellung.

Östlich des Inns fehlen uns zusammenhängende tektonische Bearbeitungen; wir müssen, mehr als es wünschenswert ist, die facielle Untersuchung an deren Stelle treten lassen.

Wir verdanken SCHLOSSER und FINKELSTEIN die Kenntnis des Anschlusses nach West. Am Heuberg stehen sich an dem bekannten Längsbruch Tief- und Hochbajuvarisch wieder so schroff gegenüber wie irgendwo westlicher. Vergleichen wir nur:

¹⁾ Also der von FRAAS angenommenen Diagonalbewegung entgegenlaufend!

Nordflanke des Heubergs	Heubergmulde
Cenoman	Cenoman (östlicher auf Hauptdolomit)
Neocom	—
Jurakalk und Aptychenschichten	Tithonische Hornsteinkalke
Fleckenmergel mit Ammoniten des unteren Doggers	Roter Jurakalk (Acanthicus Hor.?)
Fleckenmergel mit Arieten	Hornsteinbänke
Unterster Lias als blaugraue Kalke mit Ostreen, Plicatula (Psiloceraszone)	(östlicher oolithischer Brachiopodenkalk des mittleren Doggers)
Störung	Hierlatzkalk des unteren Doggers
Plattenkalk	Braunroter Kalk des mittleren Lias
Hauptdolomit	Kieselkalk des unteren Lias
Raiblerrauhacken	Bunter Fonsjochkalk (Psiloceras Zone)
	Oberrätischer Kalk.
	Kössenerschichten
	Plattenkalk
	Hauptdolomit

Wiederum finden wir eine teilweise gedoppelte Mulde, südlich welcher im Priental ein mitteltriassischer Sattelkern auftaucht. Abermals ist die überschobene Lage der hochbajuvarischen Randmulde klar ersichtlich, im Nordwest bis Nordost fällt Neocom unter sie ein, im Ost bei Bach ist der Muschelkalk an einer 50° SW fallenden Fläche auf rote Aptychenmergel geschoben. Und wieder stellt sich die bekannte Reduktion des karnisch-norischen Niveaus innerhalb der Mulde ein, und damit in engstem Zusammenhang sehen wir am Windeck Plattenkalk auf Spongienschichten geschoben. Das Cenoman aber lagert im tiefbajuvarischen Teil auf Neocom, greift bedeutungsvoll innerhalb der hochbajuvarischen Randmulde quer bis über norische Sedimente. Der vorgelagerte basale Streif zeigt, bei Nußdorf noch den gesamten Samerberg bedeckend (34, 35), interne Schuppung.

Die tektonische Durchforschung der Kampenwand vermag die Tatsache der Überschiebung von Hoch- auf Tiefbajuvarisch ins hellste Licht zu rücken; sie allein kann auch den Schlüssel zur sicheren Weiterverfolgung der vom West bekannten tektonischen Einheiten ins östliche Chiemgau an die Hand geben.

Am Hochgern hat PLEININGER eine nördlichste Zone mit Fleckenmergeln (Unterer Lias bis Unterer Dogger) und Aptychenschichten, eine mittlere Zone mit mächtigem Kiesellias, bedeckt z. T. mit Vilserkalk, und eine südliche Zone mit Spongienschichten des unteren, Hierlatzkalken des mittleren und oberen Lias und unteren Doggers (weiter südlich mit roten Ammonitenkalken) unterschieden. Wir könnten im Gegensatz von Zone 1 und 2 + 3 den Unterschied von Tief- und Hochbajuvarisch erblicken wollen. Und in der Tat scheint auch mit dem schon von EMMERICH geschilderten Rauhwackenzug vom Kitzbühl bei Egern-dach über Engelstein-Einfang-Rabenstein-Zwickling eine ostwärts von der Flyschgrenze geschnittene wichtige Störungslinie verbunden zu sein. Doch auch über die jurassischen Züge der vorderen Mittelzone ragen jäh die Dolomitmassen am Hochgern- und Hochfellnfuß herüber und das nach GÜMBEL von Wettersteinkalk unterteufte Band von Rauhwacke und Gips am Rötelandkopf wie vom Silleck mag vielleicht erst die hochbajuvarische Masse begrenzen.

Wir betreten gut bekanntes Gebiet gegen das Trauntal. Eine bedeutende Absenkung der Achsen verbunden mit Staffelbrüchen (BÖHM) führt uns samt den jungen Schichten im Kern der Mulden zu Tal. Mit N 60° W, ja N 30° W streichen die hügeligen, mannigfaltig gewellten Züge der bajuvarischen Alpenzone gegen die drohend vorstoßenden, so ganz anders gebauten Wände aus tiefer und mittlerer Trias am Rauschenberg, die mit N 70—80° O streichend den Weiterweg versperrern. »Zwei

verschiedene Gebirge, die ursprünglich nichts miteinander gemein hatten, sind nachträglich aneinander gerückt« (7). Immer schmaler werden ostwärts die kümmerlichen Reste der bayrischen Alpen trotz der Parallelität des Streichens der Flyschgrenze infolge des Heranrückens der tirolischen Hochalpen, und im Norden des Stauffens fällt Flysch ohne kalkalpines Vorland unter die tiefste Trias der letzteren. Erst bei Stauffeneck erinnert das Hügelchen Vilserkalks und dann wieder weit im Ost das Neocom am Mondsee, unter dem Wettersteinkalk des Schafbergs an die untergetauchte bajuvarische Masse, die eine Breite von 30 km zwischen Füssen und Heiterwand, von 16 km zwischen Aschau und Walchsee, von 9 km zwischen Bergen und Kienberg, noch etwas über 5 km östlich der bayrischen Traun einnahm.

Hier kommt es erst so recht zum Bewußtsein, daß gegenüber der alles beherrschenden tektonischen Leitlinie, die Bajuvarisch von Tirolisch scheidet, die internen Störungen innerhalb der bajuvarischen Masse, und mögen sie auch vom Vorarlberg bis Ruhpolding aushalten, untergeordneten Ranges sind. Besteht ja auch kein Zweifel mehr darüber, daß Allgäuer und Lechtaler Masse westlich des Biberkopfs einem und demselben Gewölbe entstammen.

Es erübrigt, den hinteren Ketten der bayrischen Voralpen einige Worte zu widmen. Nur wenig ist davon zu berichten, nachdem sie bisher als angeblich uninteressant von Geologen nahezu gemieden wurden.

Als gewaltige Sattelwölbung mit östlicher Achsenneigung war die mittlere Trias der Tannheimer Berge am Urisee unter Hauptdolomit getaucht; wir können nur vermuten, daß der Sattel in den norischen Massen der Geierköpfe und Kreuzspitze nach Osten streicht. Südlich reiht sich daran die Mulde der Farchanter Alpen, auf der veralteten Karte HEIMBACHS leider ganz unzulänglich dargestellt. Der Kontakt zum überragenden Hauptdolomit des Kramers scheint stark gestört, die südliche Flanke dieses Berges entspricht einem hangenden Niveau. Wir entnehmen der REISSCHEN Aufnahme (29), daß südlicher mehrfach an ostwestlich streichenden Bewegungsflächen der südfallende Dolomit samt normalerweise bedeckendem Plattenkalk untereinander verschuppt ist; mit zwischengetriebenen Scherkörpern von Rät, Jura und Kreide taucht das Ganze am Eibsee unter die tirolische Wettersteindecke.

Gesteht man der Störung des Loisachtals entsprechend den Verhältnissen zwischen Eschenlohe und Ohlstatt blattverschiebenden Charakter zu, so wäre es möglich, unter Einrechnung des Verschubetrags an der Barmsee-Kochelseespalte das Jachenauer Synklinorium auf die Farchanter Mulde zu beziehen.

Die gewaltige Dolomitmasse beiderseits des Isartales zwischen Wallgau und Fall, am Achenpaß, am Nordfuß der Blauberger, am Schinder und Trainsjoch ist unbekanntes Land, und dennoch könnten wir in ihr im Hinblick auf den Ausklang im Westen im Wamberger »Fenster« schon heute eine wichtige Bewegungszone vermuten. Die nördlich sich einstellende Muldengroßform wurde bereits von der Jachenau über Roßstein, Setzberg, Rotwand zum Brunnstein bei Audorf verfolgt. Man könnte jenseits des Inns die Tierseer Kreidemulde unter der Annahme nördlicher Verschiebung im Ost nach Sebi verfolgen wollen, und sie mit der Wessener Mulde identifizieren. Der lange Zug des Hauptdolomits, der von St. Nikolaus bei Ebbs über Miesberg-Walchsee zum Riedlberg westlich Kössen läuft, im Süden der Wessener Mulde, und welcher genau im Streichen des Hauptdolomits vom Nußberg im Norden der Kieferfeldner Mulde liegt, deutet auf anderes. Die Audorfer Mulde,

aus welcher SCHLOSSER Neocom beschrieb, mag sich ostwärts gabeln und so die Spitzstein- und Wessener-Mulde erzeugen. So würde denn die Tierseer Mulde unter den tirolischen Vorstoß des zahmen Kaisers schon bei Kufstein untertauchen, die Wessener Mulde (am Unternberg) unter den Wettersteinkalk der Gschößwand bei Weich, schließlich die hochbajuvarische Hochfeltnmulde mit den Vilserkalk vom Taubensee an den Rauschberglahnern.

Allgemeine Ergebnisse.

Bewertung der Schubstörungen.

Es war das mit allgemeinen Erwägungen facieller und tektonischer Art im Einklang stehende Ergebnis der beiden vorangegangenen Besprechungen über Teile der deutschen Alpen von C. LEBLING und mir, daß mit einer von Südost her vor sich gegangenen, deckenförmigen Überlagerung von Austroalpin auf Helvetisch-Lepontinisch (= Alpin-voralpin + Voralpin LEBLINGS) gerechnet werden muß. Trotz aller Steilheit der Kontakte östlich Hindelang wird diese Erkenntnis, die vor allem einer faciellen Würdigung cretaceischer Ablagerungen entspricht, selbst von jenen Geologen, welche der heutigen Zufallslage tektonischer Flächen im Alpengebiet hohen Wert beimessen (so DACQUÉ), nicht mehr bezweifelt.

Wir sahen andererseits die bajuvarische Kalkalpenzone unter das tirolische Hochgebirge verschwinden. Wir erkannten innerhalb der bajuvarischen Masse (gegen die Bezeichnung »Teildecke« möchte mit Recht der Kompensationsmechanismus im Vorarlberg [siehe Besprechung 1] ins Feld geführt werden) eine heute unregelmäßig verstreute Trennungsfläche einiger Bedeutung, die Tief- und Hochbajuvarisch scheidet. Gewisse facielle Eigentümlichkeiten pflegen darauf aufmerksam zu machen, ohne daß freilich darauf unbedingter Verlaß wäre, wie die Verhältnisse um den Schliersee, wohl auch östlich der Kössener Ache dartun.

Regionaler Überschiebungsbau beherrscht somit auch die Nordalpen; ihm haben sich die übrigen tektonischen Eingriffe unterzuordnen.

Es ist unerlässlich, die älteren tektonischen Erklärungen dieser Auffassung gegenüber zu stellen.

Eine lange Zeit allein herrschende Deutung der baulichen Verhältnisse in diesem Teil der Nordalpen knüpft sich an ROTHPLETZ' Bearbeitung der Vilser Alpen und des Karwendelgebirges. Sie läuft im wesentlichen darauf hinaus, an Längs- und Querbrüchen gehobene und gesunkene Schollen anzunehmen; die Störungsanlage sei dabei des öfteren »voralpin«, d. h. vor der »tertiären Alpenfaltung« entstanden. Diese Deutung vermag heute nicht mehr zu befriedigen, nachdem der regionale Charakter der tangential wirkenden tektonischen Eingriffe erkannt ist; nachdem wir gelernt haben, die lokale Einzelercheinung einem gesetzmäßigen Zusammenhang einzuordnen; nachdem in unserem Fall von

Hindelang bis Ruhpolding an die »Längsbrüche« geknüpft so harte Facieskontraste ganze Schichtserien hindurch gefunden wurden, wie sie niemals natürlicherweise haben nebeneinander bestehen können (vgl. Heuberg, oben S. 133). Wir glauben uns heute vielmehr berechtigt, die zu einer normalen Faciesanfügung nötigen Streifen durch Schollenüberschiebung unterdrückt zu denken.

Es bedeutet nur scheinbar einen Schritt vorwärts, wenn DACQUÉ diese ältere Erklärung erst jüngst dahin modifiziert, daß zwar keine Brüche vorlägen, dagegen einfache »Aneinanderfaltung« unter gewaltigsten Ausquetschungen von Schichten. Wie wenig stichhaltig bezüglich lokaler Voraussetzungen diese Deutung ist, wurde bereits gegebenenorts gezeigt; regionalen Betrachtungen, wie sie im vorangehenden versucht wurden, vermag sie noch weniger Stand zu halten. Man betrachte nur einmal die Verhältnisse am Teufelstättkopf, in den Schwangaueralpen unter dem Gesichtspunkt der »Aneinanderfaltung« und »Ausquetschung«! Man denke daran, wie am freien Rand der Tannheimer Alpen das Verhältnis von Hoch- und Tiefbajuvarisch entschleiert ist.

ROTHPLETZ selbst ist bei jener älteren, primitiven Anschauungsweise nicht stehen geblieben. Er setzt an ihre Stelle die Annahme (33, S. 184), daß die »Längsverwerfungen Begleiterscheinungen von Bewegungen sind, die in der Ost-West-Richtung stattgefunden haben, und die im ganzen ein Ausmaß von mindestens 70 km hatten«. Der Aggenstein wäre somit ursprünglich in der Gegend des heutigen Walchensees beheimatet zu denken. Das Vorkommen echter helvetischer Kreide östlich des Schliersees müßte aber bei der Annahme rein östlicher Massenverlagerung sogar eine Förderung von mindestens 130 km zu der von ROTHPLETZ befürworteten Faciesverknüpfung erfordern. Die vorhandenen Überschiebungen nach Süd und Nord innerhalb der bewegten Masse wären nach ihm lediglich der Ausdruck randlicher Schollenverkeilung.

Wir haben selbst bei der Besprechung des Wendelsteins nicht gering zu veranschlagende Anzeichen für eine junge ostwestliche Bewegung gefunden; es sollen im folgenden noch andere erwähnt werden. Aber wir können uns nicht verhehlen, daß die Anschauung von ROTHPLETZ nicht auf einfachstem Wege den Kern der vorliegenden Baukomplikationen zu treffen scheint. Das Charakteristische ist ja, daß vielerorts sich sehr kräftige Faciesunterschiede an die Längsspalten knüpfen, und zwar jeweils dieselben Unterschiede von Hindelang bis Ruhpolding. Mögen sich nun auch im Inneren Schollen ungleichmäßig bewegt haben, so ist es doch nicht einzusehen, wodurch bei ostwestlicher Verschiebung selbst unter Zuhilfenahme der obigen, wahrlich genügend großen Schubweiten südnördlich konstant aufeinanderprallende Facieskontraste, und zwar stets derselben Art hätten erzeugt werden können. Ein entsprechend großartiges Vordringen und Zurückbleiben der inneren Längsschollenstreifen müßte sich ja am freien Westrand heute noch offenbaren. Die südnördlich ganz schön zusammenhängenden Gosauvorkommen der

Brandenburger- und Inntalbuch, welche die tirolische Grenzlinie unverhoben übersetzen, scheinen ebenfalls gegen sehr starke innere Verschiebungen in Ost-West zu sprechen. Und schließlich läßt sich eine Reihe von tektonischen Einzelercheinungen — die eigenartigen Verhältnisse am Teufelstättkopf, die Verschmälerung der hochbajuvarischen Randmulde östlich der Benediktenwand, der rasche seitliche (d. h. im Streichen nach Ost oder West erfolgende) Übergang von Schuppenflächen in normale stehende Gewölbe (so am südlichen Begrenzungssattel der Randmulde), der sekundäre Charakter, welcher der ostwestlichen Aufschuppung am Wendelstein anhaftet, wo ja die wichtigen »Längsstörungen« alle als schon vorhanden betrachtet werden müssen — nur gezwungen auf rein ostwestliche Massenverlagerung zurückführen.

Zur Erklärung der faciellen und tektonischen Komplikationen innerhalb der bayrischen Alpen dürfte es genügen, unserem augenblicklichen Wissensstande entsprechend, von Fernwirkungen abzusehen; für die hochbajuvarische Überschiebung möchte eine Förderweite von etwa 7 km (Entfernung Füssen—Urisee) als südnördliche Vorschubkomponente angesichts der unwiderleglichen Beispiele rascher Faciesverzahnung in diesem Alpentheil (eine Folge der primären Randlage an der jurassischen Geosynklinale) vollkommen ausreichend gedacht werden können. Die übrigen Schuppungsflächen lassen meist auf noch geringere Verlagerungsweite schließen. Selbst bezüglich der hochbajuvarischen Massenzerspaltung erscheint es gar nicht ausgemacht, ob nicht östlich der Isar eine mehr gleichmäßige Verteilung der zu erzielenden Gesamtförderweite auf verschiedene Schuppenflächen, denn Konzentration auf nur eine Bewegungsebene ins Auge gefaßt werden muß.

Es ist bei dem immer noch wenig gefestigten Stand unserer alpen-tektonischen Theorien nicht verwunderlich, daß auch bezüglich unseres Gebiets schon Stimmen für eine viel gewaltigere südnördliche Deckenverfrachtung laut werden. UHLIG hat von einer pieninischen Deckeneinschiebung gesprochen, der Teile der bajuvarischen Masse zuzurechnen sein sollten, HAUG will seine Dachsteindecke hier wieder aufleben lassen. Wir können uns angesichts der Tatsache, daß sämtliche sogenannten pieninischen Vorkommen zwischen Hindelang und Salzburg [so Tithonkalk und Cenoman am Zinken, Transversariuskalk von Groß-Weil, Vilserkalke bei Teisendorf¹⁾] alters- und faciesgleiche Gegenstücke im Innern der bajuvarischen Masse haben, daß noch im Zusammenhang mit dem austroalpinen Deckenrand gelegentlich Überstülpungen und Abspaltung kalkalpiner Glieder in der Flyschzone in situ getroffen wurden (DACQUÉS Karte, HAHN [22]) nur der Meinung AMPFERERS anschließen

¹⁾ Diese, in dem nördlichen Teil der Flyschzone und am Rand der Molassezone gelegen, wurden an verschiedenen Plätzen verstreut zuerst von WINKLER entdeckt. Während GÜMBEL anfangs (18) die jedenfalls zutreffende Meinung erratischer Herkunft vertrat, spricht er 1894 (19) von »ähnlich wie die Aptychenschichten des Allgäus emporgefalteten Lagen«.

(6, S. 669), daß man, auch ohne an eine selbständige Decke zu denken, der Stellung dieser Randzone eben als Teil des austroalpinen Schubrandes gerecht werden kann.

HAUGS Versuche, zwischen den Zeilen seines Lehrbuchs¹⁾ die Dachsteindecke in die bayrischen Alpen zu übertragen, muß auf das entschiedenste zurückgewiesen werden. Daß die von älteren Autoren aufgenommene, inzwischen längst wieder fallen gelassene (13) Sammelbezeichnung »Dachsteinkalk« für ganz verschiedene norische bis oberrätische, selbst unterliassische Kalke der Voralpen keine innere Berechtigung besitzt, bedarf wohl seit BÖSES Darlegungen keines Wortes mehr. Plattenkalk und oberrätischen Kalk gibt es in der hochbajuvarischen wie in der tirolischen Einheit, nur in der juvarischen, die HAUGS »Dachsteindecke« mit einschließt, herrscht gerade die eigenartige Facies der norischen Hochgebirgskorallenkalke, die nirgends in der bajuvarischen Zone vorkommt. Hierlatzkalke gibt es nachweislich in sämtlichen tektonischen Einheiten. Die übrigen faciellen Charakteristika der bajuvarischen Zone (z. B. die Kieselfacies der Psiloceras- und Angulatenzone, die auf das innigste mit dem Hierlatzkalk verwoben ist, den oberliassischen Hierlatzkalk, die Hornsteinoolithe des mittleren und höheren Doggers, Gault und Cenoman, alles Glieder derselben tektonischen Einheit, nämlich der nach HAUG einer Fernverfrachtung verdächtigen Randmulde) hat bis zum heutigen Tage noch nie irgend jemand auf der juvarischen Decke ausfindig gemacht!

Es läge viel näher, die hochbajuvarische Randmulde als selbständig zu betrachten und sie vom tirolischen Deckenrand abzuleiten. Dafür scheint zu sprechen, daß Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk nur in der Randmulde und wieder im Wetterstein und Karwendel usw. aufgefunden wurden, daß die oberrätischen Kalke, die mittelliassischen Hierlatzkalke, die Malmkalke etwa aus dem Karwendelvorgebirge bezogen werden könnten.

Es ist aber entgegenzuhalten, daß

1. die hochbajuvarische Randmulde verschiedenorts offenkundig normal mit dem Hinterland verknüpft ist oder aber unter dieses einfällt, während der tirolischen Masse jenem Hinterland gegenüber nur eine tektonisch höhere Stellung zukommen kann.

2. daß eine Reihe von Gesteinen und Horizonten bisher nur in der Randmulde, nicht in der tirolischen Masse (samt dem Karwendelvorgebirge) westlich der Salzach gefunden wurde. Ich nenne die kieseligen Schichten von Lias α_1 — α_3 , die Brachiopodenkalke des Doggers, den

¹⁾ p. 981. »On peut se demander, dès lors, si l'on n'est pas ici en présence d'un témoin de la nappe du Dachstein.« Nach diesem Passus, der in Anbetracht der Gepflogenheit, solche jeden Beweises entbehrende Bemerkungen späterhin eben doch als Beweise für Deckenverbreitung zu zitieren, im Wortlaut wiedergegeben ist, wird einfach die Zone von Vils bei der Dachsteindecke abgehandelt.

Transversariushorizont, die brachiopodenführenden Tithonkalke des Wendelsteins, Gault und Cenoman.

3. daß in anderen Horizonten eine Verarmung, hervorgerufen durch extrem litoralen, wo nicht primär lückenhaften Charakter der stratigraphischen Serie, die bajuvarischen Randzonen allein auszeichnet. Die tiefere Trias erreicht jeweils nur die Hälfte der im tirolischen Alpentheil nachgewiesenen Mächtigkeit, die karnische Stufe unterscheidet sich in beiden Zonen ganz auffallend in diesem Sinne, der Hauptdolomit enthält roten, offenbar terrestrischen Ton, der Plattenkalk fehlt fast ganz dem tiefbajuvarischen Rand bei dürftig bleibender Mächtigkeit des Hauptdolomits, das Rät bleibt ebenda sehr geringmächtig, ein »rätfreies« Gebiet ist vorhanden, das deutlich auf eine zwischengeschaltete Erosionsperiode verweist. In starker Einschränkung des vorwiegend pelagischen Charakters im tirolischen Jura (mächtiger Radiolarit oft gleich auf mittlerem Lias, darauf eintönig Aptychenschichten bis zum Neocom) zeigt der tiefbajuvarische Lias und untere, ja mittlere Dogger noch bathyale Mergelfacies, Brachiopodenkalke gibt es im oberen Lias und im Tithon, im Malm¹⁾ überwiegen vielerorts die Ammonitenkalke mit Unterdrückung der Radiolaritlagen. Das Neocom zeigt sehr frühzeitig terrestrische Einschwemmungen.

4. daß innerhalb der bajuvarischen Masse zwischen Tiefbajuvarisch und Randmulde facielle Annäherungen bekannt sind, und zwar innerhalb der Mulde durch Einverleibung von Fleckenmergeln und Aptychenschichten (so zwischen Rötelstein und Klammspitz), in der tiefbajuvarischen Zone durch Übergreifen rätischer Kalke (nördlich Aggenstein), mittleren Liashierlatzkalks (Schwansee), von kieseligen Liaskalken und Malmkalken.

Allgemeiner verbreitete tektonische Einzelzüge.

Den Ausgangspunkt tektonischer Deformationen bildet trotz der Bedeutung von Schubstörungen innerhalb des besprochenen Gebiets die Faltenkompression. Verschiebungen scheinen ja erst auf den die Falten durchsetzenden Flächen vor sich gegangen zu sein. Für das Primäre der Faltung spricht ebenso sehr das Entstehen der hochbajuvarischen Bewegung aus dem Gewölbe westlich des Biberkopfs wie manch analoge Beobachtung an unbedeutenderen Schuppenflächen.

Die Falten sind stehend oder mehr oder minder nach Nord oder Süd übergelegt, nie völlig liegend. Es wiederholt sich eine gewisse Ungleichwertigkeit von aneinandergrenzenden Sätteln und Mulden; häufig stößt ein Synklinorium an eine einzige, allerdings gleitflächendurchsetzte Sattelung. Die Faltung hat zwar insgesamt ein Schichtpaket von tiefster Trias bis Kreide von etwa 2¹/₂ km Mächtigkeit überwältigt, doch sind die ganze Serie einbegreifende Falten kaum ungestört zu beobachten. Die wichtigste Scherzone liegt in der Nähe des karnischen Niveaus. Es

¹⁾ Am Riesenkopf sogar mit Brachiopoden im unteren Malm.

ist ja nicht zufällig, daß auf weite Strecken der kalkalpine Rand über Flysch mit Raiblerschichten einsetzt; auch in der hochbajuvarischen Randmulde sehen wir tektonische Reduktion zwischen ladinischer und rätischer Stufe als gewöhnliches Ereignis. Wie tiefgreifend solch interne Flächen sein können, beweist das skytische Grundgeschiebe unter den Raiblern der Eiselerstörung. Es ist hierbei keineswegs an Auswalgung zu denken, wie das Unterdrücken sehr widerstandsfähiger Lagen (z. B. Plattenkalk) zwischen Mergel und Schiefer dartut, sondern an Zurückbleiben eines kompakten und einheitlichen Hemmnisses unter überholendem Vordrang hangender Gleitbretter, an »Abfaltung«, sofern das Bestreben, derartige Bewegungen auf Faltungsvorgänge zu beziehen, berechtigt sein sollte.

Nochmals sei auf die weitverbreitete unruhige Versteilung von Bewegungsflächen hingewiesen, die ursprünglich mehr horizontalem Massentransport gedient haben mußten. Davon sind nicht nur untergeordnete Schuppenflächen, die Trennungsfläche von Tief- und Hochbajuvarisch, die tirolische Grenzebene, sondern auch die Flyschlinie betroffen. Mit AMPFERER kann einmal der nachdrückende Anstau neuen Schubvordränges von weiter rückwärts gelegenen und später geförderten Massen dafür habhaft gemacht werden; in diesem Zusammenhang beachtenswert erscheint die gar nicht seltene lokale Überstürzung einzelner Falten und Flächen nach Süd (so am Schliersee). Dann kann an Sackungsvorgänge infolge Massenüberlastung gedacht werden. Beide Erklärungen verdienen im Auge behalten zu werden.

Es muß sodann der die kalkalpine Zone durchsetzenden Diagonalstörungen gedacht werden, denen Blattendenz zukommt. Es ist die Regel, daß an sehr steilen Flächen mit fast horizontaler Striemung Vorschub des östlichen Gebirgstells um wechselnde Beträge erfolgt (25). Hervorgehoben seien: die Störung am Lobentalbach (etwa 0,5 km), im Loisachtal (bis 4 km?), die Barmsee-Kochelseespalten (2 km), die Rottach-Aalbachalpstörung (2 km), die Fischbachau-Elbachlinie (? 1½ km), jene des Prientals (0,6 km) und der Weißache am Hochfelln (0,7 km?) Verschiedene derselben durchsetzen nicht nur die Flyschgrenze, sondern schneiden auch die gesamte bajuvarische Zone samt allen Falten und Längsstörungen, ihr jüngeres Alter bekundend. Nur die Kesselbergspalte scheint auch die Molasse insofern zu stören, als die Murnauer Molasse mulde an ihr das Ende erreicht. Wenn auch bei Penzberg Querstörungen vorhanden sind, so ist doch nirgends nachgewiesen, daß die aus den Kalkalpen kommenden Blätter auch in der Molasse noch verschiebende Wirkung haben. Dagegen sollen die Querbrüche des Isartals (echte Senkbrüche) ungebrochen auch die Molasse durchpflügen (1, 32). Einige der Blattstörungen (so jene des Kesselbergs) könnten mit der Hauptdolomitüberschiebung am Südrand der hochbajuvarischen Randmulde in ursächlicher Beziehung stehend gedacht werden. Innerhalb des Flyschs scheint durch den jeweiligen Vorstoß der Kalkzone teils

Verdeckung von Unterzonen, teils Kompression, doch auch deutlich beobachtbare Eigenverschiebung der einzelnen Straten untereinander (FINK und 22) erzielt zu werden.

Die Spalten des Loisachtals wie des Barmsees scheinen in die tirolische Masse zwar noch einzudringen, haben hier jedoch verzerrte Gestalt, als ob sie sekundär durch seitlichen Druck von Ost verstellt wären. Ähnliche bogenförmige Auslenkung zeigen die Querbrüche der Vilser und Ammergauer Alpen, besonders deutlich jene der Wendelsteingruppe. Dies steht im Einklang mit dem jugendlichen Alter, das auch sonst für ostwestliche Teilbewegungen in den Ostalpen erkannt wurde. Auch hier muß bemerkt werden, daß nirgends eine Einwirkung ostwestlich gerichteter Kräfte auf die Molassefaltung erkennbar ist in deutlichem Gegensatz zu den Verhältnissen in der helveto-lepontinischen Zone. Für ostwest gerichtete Bewegungen sprechen ferner jene Querfalten, die AMPFERER in den Lechtaler und Tannheimer Bergen entdeckte; dann steile Bewegungsflächen in ostwestlicher Richtung, an welchen Harnische mit horizontaler Streifung (ostwest verlaufend) zu sehen sind, so südlich des Säulings (6), in der Herzogstandgruppe (24) und bei Ruhpolding (7).

Bemerkenswert sind bedeutende Streichänderungen innerhalb der bayrischen Voralpen bei einem mittleren Streichen von N 70—85° O: die Beugung von Ammergau (Wechsel von N 80° O zu N 110° O und N 75° O am Mannl), im Wendelsteingebiet (an der Leitzach N 100—120° O, am Breitenstein N 130—150° O, am Riesenkopf O—W, Ausklang der Sigmoide von Kufstein), vom Hochfelln an (N 110—120° O, N 130—150° O am Fuß des Rauschenbergs). Die knieförmige Abbeugung der Karwendelmulde (eine Folge des ostwestlichen Vorstoßes des Unnutz) kommt im Einklang mit dieser Erklärung im Streichen des bayrischen Vorlandes nicht mehr zum Ausdruck.

Auch Einbeugungen von Faltenachsen und allgemeine Depressionen sind von Wichtigkeit. Die frei austreichenden hochbajuvarischen Achsen der Tannheimer Berge senken sich unregelmäßig gegen Ost; die Aschauer Dachwölbung schließt am Urisee zusammen; der südliche Saum der hochbajuvarischen Randmulde erleidet östlich der Hochplatte eine kräftige Versenkung, die ganze Mulde versinkt zwischen Mannl und Heimgarten so tief, daß nichts mehr vom mitteltriadischen Nordrand, nur die jüngsten Kernschichten im Niveau des Tales bei Ohlstatt zu sehen sind; es mag hier ein Zusammenhang mit der Diagonalspalte des Loisachtals vorliegen. Neuerliche Versenkung an den Blättern des Kesselberg beschrieb KNAUER (Fortsetzung des Senkungsbeckens von Seefeld!). Die östliche Spalte hat aber hebende Tendenz für die östliche Scholle, der Kern des südlichen Sattels liegt ja an der Benediktenwand wie am Säuling auf über 1500 m Höhe. Der Eindruck besonders tiefer Depression der Randmulde am Tegernsee mag durch Aberosion des hochbajuvarischen Teils hervorgerufen werden. Die Hebung der Achse

des südlichen Synklinoriums östlich der Rotwand fällt mit der quer gerichteten Aufpressung des Wendelsteins zusammen. Das Inntal bedeutet für alle Faltenwellen eine Eintiefung, nach SCHLOSSER durch echte Staffelbrüche bedingt. Ein neues Aufsteigen an der Kampenwand und endgültige Versenkung bei Ruhpolding beschließt das unruhige Gewoge.

Historischer Rückblick.

Wieviel von der konstanten Mächtigkeitsreduktion der anisichen und ladinischen Stufen der bayrischen Voralpen auf Rechnung tektonischer Eingriffe, ungenügender Materialzufuhr oder echter Sedimentationslücken infolge positiver Zwischenbewegungen des Landes zu setzen ist, muß heute noch unentschieden bleiben. Deutlicher für die letztere Möglichkeit sprechen ähnliche Verhältnisse in der karnischen Stufe, wie das WÖHRMANN schon ahnte. Und ähnliches gilt für das geringmächtige tiefbajuvarische Rät, das meist mit Ausfall des Plattenkalks den trotzdem unternormal starken Hauptdolomit überlagert. An die durch eine rätoliassische Längsverwerfung entstandene unterseeische Barre von den Vilseralpen bis zum Chiemgau brauchen wir heute, wo wir an tangentielle Verkürzung denken dürfen, nicht mehr zu glauben. Der Jura sondert sich in mehrere Bezirke längs ostwestlicher Grenzen¹⁾. An die tiefbajuvarische Mergelvorzone schließt sich der mäßig vertiefte Klarwasserstreif der Hierlatz- und Spongienkalke (Zone der hochbajuvarischen Randmulde) offenbar in einer Strömungsstraße lebhafter Wasserbewegung, welche gegen Süd in die Region der Ammoniten- und Kieselkalke mit hemipelagischem Charakter übergehen. Die abyssische Versenkung im oberen Dogger und Malm, gekennzeichnet durch die Einschaltung von Radiolarit in der südlichen Zone, ist nördlicher gegen den primären Geosynklinalenrand ihres einheitlichen Charakters durch Einstreuung von Sedimenten seichteren Wassers beraubt. Die ältere Kreide hat in der nördlichsten Randzone viel früher Flyschcharakter wie südlicher.

Ein Vergleich der Tiefenkurven von Tief- und Hochbajuvarisch läßt die dem Beckenrand genäherte Lage des ersteren ohne weiteres erkennen.

Es kommt die Zeit der großen Umkehr der Verhältnisse zwischen Barrême und Gault. Bis dahin liegt im Süden der alpine Trog, von dort her stammen die Organismen; von jetzt ab liegt im Nord das vor- und wieder zurückschreitende Meer; es ist SCHLOSSERS Verdienst, immer wieder auf die nun beginnende Faunenverwandtschaft mit nördlichen Typen hingewiesen zu haben. In jene Zeit fällt die Geburtsstunde einer gewissen Selbständigkeit der Nordalpen. Die Durchforschung jung-

¹⁾ Die Abgrenzung gegen den Allgäu-Lechtaler Jura-Faciesbezirk (F. F. HAHN, Neue Funde in nordalpinem Lias usw., N. Jahrb. f. Min., B.-B. 32, p. 574) verläuft dagegen nordsüdlich.

cretacischer Sedimentreste seit EMMERICHs weitschauender Forschung bietet die Grundlage zur Kenntnis der frühesten Phasen im ostalpinen Gebirgsbau.

Der Gault, durch nachfolgende Abrasion fast vollkommen wieder entfernt, liegt bereits quer über verschiedenen Stufen des Juras einer Mulde bei Vils. Das Cenoman in der tiefbajuvarischen Zone über Aptychenschichten, Neocom und Gault gebreitet, greift in der hochbajuvarischen jäh nebeneinander über Jura und Trias bis hinab zum Muschelkalk. Der Wechsel der Lagerung innerhalb einer und derselben Faltungseinheit, und zwar im Streichen wie senkrecht dazu, ist so schroff, die durch Aufarbeitungskonglomerat des jeweiligen Sediments gekennzeichnete Diskordanz so scharf, daß wir in Bestätigung der von EMMERICH schon sicher ausgesprochenen Auffassung an der Hand der klaren, keineswegs etwa mit nachträglichen tektonischen Verschie-

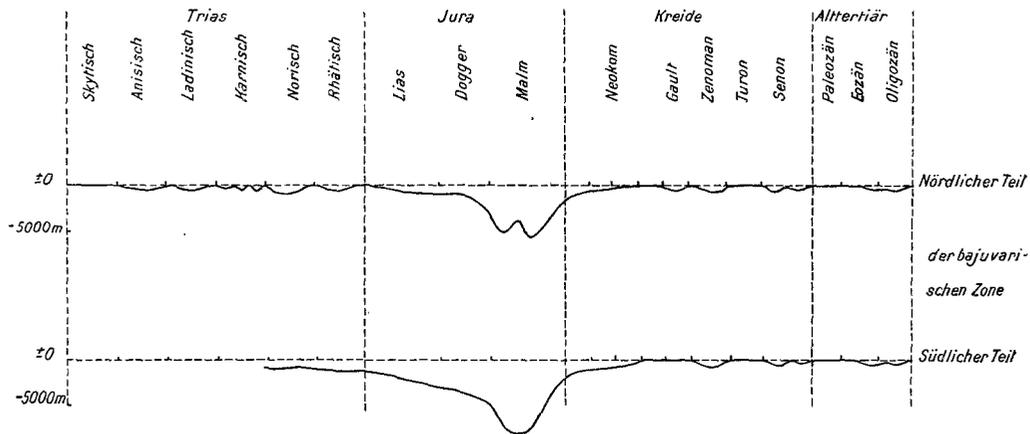


Fig. 1. Tiefendiagramm der Meeresbedeckung in der bajuvarischen Zone.

bungen erklärbaren Lagerungsverhältnisse in den Ammergauer Bergen, an der Hand der genau zutreffenden Profile KNAUERS (24), der Angaben SCHLOSSERS mit einer frühecnomanen Vorfaltung, nicht etwa lediglich Bruchbildung als Tatsache rechnen dürfen. In dem bisher ungefalteten mesozoischen Schichtbestand der kalkalpinen Zone ist ja von vornherein als erste alpine Deformation leichte Faltenwellung, nicht Schollenzerteilung zu erwarten. Der Lagerungsunterschied des Cenomans auf Tief- und Hochbajuvarisch gibt uns den damaligen Faltenanstieg, SCHLOSSERS Nachweis der Lagerungsbeziehung von bathyalem und litoralem Gebiet die darauffolgende Bodenneyigung des Meeres..

Das Turon entspricht einer für viele ostalpine Teile endgültigen Festlandsperiode. Nicht mehr flächenhaft, wie das Cenoman, sondern in deutlichen, wenn auch geräumigen Buchten vordringend, bedeckt die senone Ingression nochmals den Westen bis zur Linie Linderhof—Heiter-

wand, dann die bereits präformierte Senke des Unterinntals und am äußersten Rand des Salzburger Gosauseckens die Gegend nördlich Ruppolding. Im Westen auf Cenoman oder doch ähnlich diesem gelagert, greift das Senon ostwärts weit über die Verbreitungsgrenzen des Cenomans, doch mit nicht geringerer Diskordanz auf den vorgefalteten Untergrund.

Wieviel der alttertiären Hauptfaltung schon vor der Einsedimentierung der kümmerlichen Meeressedimente im unteren Inntal anzusetzen ist, wieviel der Wende von Alt- zu Jungtertiär zufällt, ist heute noch schwierig im einzelnen zu entscheiden. Die sich recht wenig um die reife, doch bereits eingeebnete ostalpine Faltung kümmernde Lagerung des Tertiärs zwischen Audorf—Kössen und Häring weist jedenfalls mit Nachdruck auf die Bedeutung der älteren Phase.

Auch rein tektonogenetisch betrachtet sondern sich die Deformationen in Abschnitte. An den wohl vorwiegend paleocänen, regelmäßigen engen Faltenstau an Stelle der weiten, wesentlich parallel gerichteten cenomanen Vorfalten reiht sich die Bildung der Gleitflächen und der südost-nordwestlichen Vorstöße der hochbajuvarischen, der austroalpinen Überschiebung. Doch sehen wir längs des hochbajuvarischen Randes die vorgedrungenen Schubschollen nochmals mit dem bereits eng verschuppten Untergrund zu Deckenmulden und antiklinalen Fensterstreifen verfaltet,

Jünger als all dies hat der diagonale Verschiebung in SW—NO gewirkt, und abermals später setzt die ostwestliche Druckleitung ein, die sich hier und da an Stellen schwächeren Widerstandes in Querfaltung und -schuppung betätigen konnte. Trotz der Jugendlichkeit dieser Bewegung hat sie nicht mehr die subalpine Molassefaltung beeinflusst — sie scheint prämiocän zu sein. Im Jungtertiär aber wurde, von lokalen Einbrüchen abgesehen, die falten- und schubverstarke kalkalpine Masse nur mehr als Ganzes gegen das Molassevorland bewegt.

März 1913.

Nachtrag.

Da sich die Drucklegung aus redaktionellen Gründen um ein Jahr verzögerte, konnte das Sammelreferat naturgemäß nicht vollständig auf dem Laufenden erhalten werden. Immerhin zwingt nur eine inzwischen erschienene wichtige Studie F. BROTLIS¹⁾ über die Kampenwandgruppe zu einer kurzen Würdigung der dort erzielten Ergebnisse.

Wohl zum ersten Male in den bayrischen Kalkalpen östlich des Lechs hat sich hier durch die besondere Gunst der Lagerungsverhältnisse der zweifelsfreie Nachweis einer bedeutenden, nachträglich samt dem überfahrenen Grundgebirge nach-cenoman gefalteten Überschiebung erbringen lassen. Hätte sich freilich auch in der Decke Cenoman erhalten können, so würde sicherlich nach unseren Erfahrungen

¹⁾ N. Jhrb. f. Min., 1914.

über dieselbe tektonische Zone im West und Ost auch die ältere cretacische Bewegungsphase durch die faltenübergreifende Lagerung der mittleren Kreide bezeugt werden.

Da aus unseren S. 133 gepflogenen Betrachtungen der Zusammenhang der Kampenwanddecke mit der an der Hofalm westlich der Prien verlassenen hochbajuvarischen Überschiebung unmittelbar hervorgeht, so muß aus regionalen Gründen, vor allem angesichts der Identität dieser Bewegungen mit der Tanneheimer und Lechtaler Überschiebung ein Bezug der Kampenwanddecke aus dem Westen für ausgeschlossen gelten. Unsere S. 137 für die Herleitung der hochbajuvarischen Zone aus dem nahen Süden erläuterten Motive bleiben in voller Kraft, ja werden für den neuen Einzelfall durch BROILIS Beobachtungen vorzüglich gestützt.

BROILI erwähnt von der südlichsten basalen Markkaserscholle ausdrücklich das Anwachsen der hellen rätischen Kalke, und wir dürfen dies für ein sicheres Merkmal für Annäherung an die ursprüngliche hochbajuvarische Randregion halten; ist ja vielerorts gerade diese Facies für die hochbajuvarische Randmulde kennzeichnend. BROILIS Karte weist zwischen Hauptdolomit des Rückens der Oberanerbrunstalp und dem Wettersteinkalk der Zellerwand noch Reste der ursprünglich normal zwischengelagerten Raiblerschichten auf; und dieselbe tektonische Reduktion dieser Raibler innerhalb der hochbajuvarischen Randmulde lernten wir mehrfach, besonders schön in der Benediktenwandgruppe als charakteristisch für die eigenmächtige Vorgleitung des höheren Deckenstockwerks kennen (vgl. S. 128). Dazu kommt noch, daß am Rücken zwischen Gschwend- und Wimbach muldenförmige Lagerung, keine Sattelung auftritt, daß der Kontakt zwischen dem südlichsten Hauptdolomitzug — i. e. der Geigelsteinregion — und dem nördlich vorgelagerten basalen Rät-Liasstreifen größtenteils auch heute noch Überschiebungslage aufweist.

Wenn BROILI für die von ihm befürwortete Zuziehung der südlichsten Scholle zum basalen Gebirge das an einer Stelle zu beobachtende Nordfallen im Hauptdolomit geltend macht, so steht dies gewissermaßen in Widerspruch mit seiner weiteren Angabe, daß gerade hier der angeblich früher mit dem südlichsten Hauptdolomit in normaler Muldenbeziehung stehende Lias am meisten »verdrückt«, wohl richtiger überschoben wurde. Daß die Steilstellung der Schubbahn etwas durchaus Nachträgliches, Zufälliges ist, geht ja aus der gleichen Lage dieser Fläche in dem der Basis eingefalteten Deckenstreifen Hammerstein-Teufelstein-Vogllug unmittelbar hervor.

Wir gewinnen aus dem allen die Überzeugung, daß die Kampenwanddecke unmittelbar an den südlichsten Hauptdolomitzug Dalsenalp-Oberanerbrunstalp zu knüpfen ist, ebenso wie der Deckschollenzug der Benediktenwandgruppe mit der südlicheren Schwarzenbachscholle, wie der Wendelstein mit dem Bocksteinzug zusammenhängt.

Es wird nun auf Grund der BROILISchen Kartierung ein leichtes sein, die hochbajuvarische Fläche nach Osten bis zur bayrischen Traun zu verfolgen.