

Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit.

Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges.

Von Carl Walter Kockel.

(Mit vier Textfiguren.)

Inhalt.

	Seite
Einleitung	63
I. Die helvetische Zone	65
a) Ostschweiz, helvetisch	65
b) Vorarlberg, helvetisch	76
c) Die Allgäu-Vorarlberger Klippen	97
d) Der Grüntenzug	99
e) Südbayern, helvetisch	104
f) »Helvetische Zone« in Österreich	111
Helvetische Zone, Zusammenfassung	113
II. Die Flyschzone	116
III. Der Südrand des nordalpinen Kreidemeeres	133
A. Östliche Ostalpen	134
B. Westliche Ostalpen	149
1. Zentralzone	150
2. Rumunischer Rücken	154
Schlußzusammenfassung	159
Literaturverzeichnis	165

Einleitung.

Der Zweck vorliegender Arbeit ist nicht, eine theoretische Erörterung der Grundursachen der Gebirgsbildung zu geben. Vielmehr soll, nach Möglichkeit rein deskriptiv, ein Abschnitt aus der Geschichte der nördlichen Ostalpen dargestellt werden. Unter ähnlichen Gesichtspunkten haben bereits Arnold Heim,⁵⁸⁾ Arbenz¹⁵⁾ und Spengler⁹⁸⁾ Teilgebiete der Alpen behandelt. Dementsprechend wurde auch in der Literatur das Hauptgewicht auf die Beobachtungstatsachen gelegt und versucht, sie durch ergänzende und nachprüfende Eigenbeobachtungen zu vervollständigen — soweit dies bei den heutigen Zeitverhältnissen möglich war. Auch bei möglichster Ausschaltung theoretischer Fragen ist jedoch eine Definition verschiedener unvermeidlicher Grundbegriffe nicht zu umgehen.

Zunächst sollen in Berührung mit Arbenz unter Gebirgsbildung (Orogenese) s. l. alle die Bewegungen der Erdkruste verstanden werden, die bei der Entstehung von Kettengebirgen erfolgen. Dazu gehören:

1. Die Orogenese im engeren Sinne, das heißt die landschaftfendenden Hebungs-, Faltungs- und Überschiebungsvorgänge im Gebirge selbst (Orogenese und ein Teil der Epirogenese Stilles, zum Beispiel ¹⁰⁴).

2. Vorgänge in der Gebirgsrandsenke. In der vorliegenden Arbeit wird nur dort, wo es sich aus dem Zusammenhang nicht ohne weiteres ergibt, ausdrücklich hervorgehoben werden, ob es sich um Gebirgsbildung s. l. oder s. str. handelt.

Unter Randsenke verstehe ich mit K o ß m a t [¹²], S. 20] im Gegensatz zur Geosynklinale jene durch Massendefizit charakterisierten Krustenstreifen, die trotzdem infolge der Nachbarschaft des Kettengebirges in Senkung begriffen sind. Sie tiefen sich in bisherige Kontinentalgebiete (siehe unten) ein und entsprechen etwa Stilles Saamtiefen¹⁰⁴) oder den „Vortiefen“ zahlreicher ostalpiner Geologen. Die Randsenken müssen für die Kreidezeit auf dem Wege der Entwicklung als solche festgestellt werden. Für das Senkungsgebiet der Bündner Schiefer und das der nördlichen Kalkalpen ist eine Entscheidung meines Erachtens nicht möglich; sicher ist jedoch Randsenke derjenige Senkungsbezirk, der noch bis spät ins Mesozoikum hinein Teil eines benachbarten Kontinentes war: Die Oberkreideflyschzone.

Dabei sind Kontinente die relativ stabilen, nicht streifenförmigen Krustengebiete, deren vertikale Bewegungsgeschwindigkeiten neben denen der Kettengebirgszonen von verschwindend kleiner Größenordnung sind. Sie zeigen auch grundsätzlich abweichende Schwereverhältnisse. Die Teile der Kontinente, die vom Meere überflutet sind, sind durch Zyklengliederung der dort entstehenden Schelfmeersedimente charakterisiert. In den Kreis unserer Betrachtung tritt nur das Mitteleuropäische Kontinentalgebiet.

Auf tektonische Fragen soll nur so weit eingegangen werden, als es zum Zwecke der paläogeographischen Rekonstruktion notwendig ist. Über die Schubweiten und Richtungen stehe ich etwa auf dem Standpunkt K o ß m a t s, A m p f e r e r s, F. F. H a h n s. Abgesehen von den wichtigen Fenster- und Halbfenstererscheinungen an der Grenze von West- und Ostalpen wird als selbstverständlich Folgendes vorausgesetzt: Die Sedimentfazies haben auch bei den späteren tektonischen Umgestaltungen ihre ursprüngliche Aufeinanderfolge von Nord nach Süd im Wesentlichen beibehalten.

Das nach vorliegenden Gesichtspunkten zu behandelnde Gebiet, die nördlichen Ostalpen, umgrenzt sich im heutigen Kartenbild etwa folgendermaßen: Es reicht von der Ostschweiz bis zum Ostende der Alpen bei Wien, seine Südgrenze bildet im allgemeinen die Südgrenze der nördlichen Kalkalpen. Im Westen müssen aber auch Gebiete herangezogen werden, die heute südlicher liegen (Penminikum und unterostalpine Decken). Als Nordgrenze ergibt sich schon aus dem Alter der Schichten im großen und ganzen der Molassesüdrand.

Da jede paläogeographische Rekonstruktion sich zunächst im Wesentlichen an das Gebiet der Sedimentation, speziell der marinen, zu halten hat, so wird im Folgenden hauptsächlich das Nordalpine Kreidemeer und seine Wandlungen behandelt werden. Aus der Beschaffenheit seiner Sedimente sind dann auch Schlüsse auf benachbarte, trocken liegende und der Abtragung ausgesetzte Gebiete zu ziehen, denn von ihnen stammen eben diese korrelaten (W. Penck⁸⁴) terrigenen Sedimente. Bei der Darstellung im einzelnen liegt die Einteilung in helvetische, Flysch- und Kalkalpenzone nahe, obwohl deren Grenzen, wie man sehen wird, sich nur teilweise mit Faziesgrenzen decken.

I.

Die helvetische Zone.

Die helvetische Zone ist in den Westalpen sehr stark entwickelt. Ihre Sedimente bilden, als Decken weithin nach Norden überschoben, einen wichtigen Teil der Schweizer Alpen. In Vorarlberg besitzt der Streifen helvetischer Sedimente immer noch eine ansehnliche Breite, schrumpft aber dann nach Osten zusammen, um schließlich in Südbayern nur als schmaler Saum meist an der Grenze von Alpen (Flyschzone) und Molassevorland sichtbar zu bleiben. Im Untergrund werden wir ihn uns jedoch, überdeckt und überschoben von der Flyschzone und Teilen der nördlichen Kalkalpen weiter verbreitet denken müssen.

Ia.

Ostschweiz, helvetisch.

Es erscheint angebracht, die Schilderung der helvetischen Zone der Ostalpen nicht mit Vorarlberg zu beginnen. Dieses Gebiet ist noch nicht so genau und nach so modernen Gesichtspunkten

punkten durchforscht, wie die benachbarte Ostschweiz, und deren Sedimenten als einem Musterbeispiel wollen wir uns also zunächst zuwenden. Die subtilste und erschöpfendste Arbeit über Stratigraphie und Faziesverhältnisse der Nordostschweiz ist Arnold Heims Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe.⁵²⁾ In dieser, wie in zahlreichen anderen Arbeiten [56), 57) usw.] schaltet Arnold Heim den verwirrenden Einfluß der postkretazischen (jungtertiären) Tektonik auf das Faziesbild dadurch aus, daß er sich die heute übereinander gelagerten Decken abgewickelt denkt. Er nimmt die autochthonen Zentralmassive (Aarmassiv vor allem) als ruhende Punkte an, zieht eine Decke nach der anderen nach SSO zurück und setzt sie sinngemäß aneinander. Das so wiederhergestellte Meeresgebiet ist in NNW-OSO-Richtung 60 km breit bekannt. In ihm verbindet Arnold Heim Punkte gleicher Mächtigkeit durch „isometrische Linien“, Punkte gleicher Fazies durch „Isopen“.

Ein überraschend einfaches und regelmäßiges Bild entrollt sich.

Das helvetische Meeresgebiet stellt vom Jura bis in die obere Kreide hinein ein typisches Schelfmeer mit Zyklengliederung seiner Sedimente dar, eine Tatsache, die vor allem Arbenz herausgearbeitet hat.¹⁵⁾

Dieses Schelfmeer bildete seine Sedimente auf dem südlichsten Teile des mitteleuropäischen Kontinentalgebietes, des „Eurasiatischen Kontinents“ [Argand,¹⁶⁾ Staub¹⁰²⁾ usw.], und zwar auf ganz sanft nach N, bzw. nach NW ansteigendem Boden. Größere Tiefen, so daß man von bathyal sprechen könnte, scheint es höchstens im südöstlichsten Teile zeitweise gehabt zu haben. Festes Land war im N nicht allzu weit entfernt, Arnold Heim verlegt [Alb. Heim,⁵⁵⁾ S. 509] die Küste zwischen die autochthonen Zentralmassive und den Nordrand der Molasse. Die Tiefenverhältnisse dieses helvetischen Epikontinentalmeeres werden besonders scharf beleuchtet am Ende der Ablagerung des Schrattenkalkes.

Der Schrattenkalk ist eine Bildung geringer Meerestiefe und gehört ins obere Barrème (unterer Schrattenkalk) und ins Apt (oberer Schrattenkalk). Arnold Heim bestreitet zwar, daß es sich um Riffkalk oder Korallenkalk handle, aber er gibt zu, daß Korallenriffe und Austernbänke vorkommen und daß man das ganze Sediment wenigstens als „subrecifal“ bezeichnen könne.

Auf alle Fälle stellt es die teils unzerstörten, teils zu feinem Kalkschlamm und „geschwemmten Kalksand“ zerriebenen Hartteile einer reichen Lebewelt dar, bei der man auch an Requienien Echinodermen, kalkabscheidende Foraminiferen und Kalkalgen, wie *Diplopora Mühlbergi* Lorenz denken muß. Alle diese Organismen lebten „in einem seichten Meere mit zeitweiligen Strömungen, die genügten, um die Organismenschalen zu zerkleinern“ Auch der Wellenschlag wird sich bei der Herstellung des Kalkschlammes beteiligt haben. Nur im südlichen Teile des Meeres, dessen Sedimente heute zum Beispiel die Alviergruppe aufbauen, entstanden in größerer Landferne und Tiefe Sedimente, die nicht ausschließlich aus Kalk bestehen. Dort bildeten sich statt des unteren Schrattenkalkes, durch allmähliche Übergänge mit ihm verbunden, die Drusbergschichten, die Arnold Heim sogar als bathyal bezeichnet (das ist nach Arbenz¹⁵) wohl etwas übertrieben) und auch der obere Schrattenkalk vermergelt etwas.

Nicht diesen Gesichtspunkten folgen an manchen Stellen nahe der Obergrenze des Schrattenkalkes Mergel- und Tonlagen: Wänneli im westlichen Säntis [Blumer,⁵⁴ S. 524], Mittlerer Säntis [Albert Heim,⁵⁴ S. 25], Gulmen [⁵⁸], S. 373].

Arnold Heim betrachtet sie als lokale Faziesbildungen.

Im Schrattenkalk zeigt sich also ebenso, wie übrigens auch in den älteren Horizonten der Kreide, ein gewisser Unterschied zwischen dem nordwestlichen, landnäheren, und dem südöstlichen Teile des helvetischen Meeres.

Noch deutlicher wird das aber am Ende des Apt. Weiteres Seichterwerden des Meeres wird durch die unregelmäßige Verteilung und wechselnde Fazies der Luitere-Zug-Fossilischiefer, der grünsandigen oberen Grenze des Schrattenkalkes (mit Mittelgargasienfauna) angezeigt. Sie führt zum Heraustauchen des nordwestlichen Gebietes (autochthone Schichten, parautochthone Decken) [⁵⁸], S. 361, ⁵⁷), S. 38]. Der bereits verfestigte Schrattenkalk bildete eine kaum merklich nach N ansteigende „Landoberfläche“, wurde von Regenwasser karrig durchfurcht [zum Beispiel Mürtshendecke, Gänsestad am Walensee⁵⁸] und im autochthonen, das heißt damals nordwestlichsten Gebiete deutlich erodiert, ja lokal gänzlich durchwaschen [Arnold Heim,⁵⁴ S. 340, Tolwinski,¹⁹⁵ S. 347, Arnold Heim⁵⁷]]. Die Karrenbildung könnte übrigens stellenweise auch eine Wirkung des Brandungsspritzwassers sein. André¹³) gibt (Geo-

logie des Meeresbodens, S. 44, 45) Beispiele dafür in Abbildungen.

Weiter im ursprünglichen Süden (Säntis, Churfürsten) ist die obere Grenze des Schrattenkalkes zwar auch scharf, auch hier trennt ihn eine ausgesprochene Diskontinuität, eine Schichtlücke von den überlagernden Horizonten, aber die Grenzfläche ist weithin eben und zeigt nicht einmal die Löcher von Pholaden. Das spricht in diesen Gegenden sehr stark gegen ein Verweilen der Schrattenkalkoberfläche in der Brandungs(Litoral-)zone und noch stärker gegen ein völliges Heraustauchen und Landwerden, zumal nicht einmal Spuren von Terra rossa nachzuweisen sind. Trotzdem ist eine Schichtlücke, ein „Sedimentationshiatus“, vorhanden.

Arnold Heim, der früher [54], S. 339] dem eigentlichen Heraustauchen eine größere Bedeutung beilegte, sucht jetzt [58]) alle diese Verhältnisse möglichst weitgehend ohne Emersion zu erklären.

Man wird sich die Sache vielleicht so vorstellen können: Im NW war der Schrattenkalk wirklich Land geworden, dann folgte eine Zone, wo trotz Wasserbedeckung aus Mangel an Sedimentationsmaterial und aus Mangel an Ruhe (Gezeiten!) keine Sedimentation erfolgte, aber auch der Untergrund höchstens lokal angegriffen wurde und erst weiter seewärts, in etwas größerer Tiefe konnte es zur Ablagerung der durch unten zu erwähnende Strömungen herbeigeschafften Massen kommen.

Mit dem nach der Hebung am Ende des Schrattenkalkes folgenden (relativen) Steigen des Meeresspiegels wanderten diese Zonen nach NNW. Es würde sich also um Sedimentation handeln, die der eigentlichen Transgression etwas nachhinkte.

Dieses Umsichgreifen der neuen Sedimentation ging von jener südlichen Zone aus, in der am Ende des Schrattenkalkes keine Diskontinuität vorliegt. Sie ist in der Ostschweiz nicht erhalten. Aber im Alviergebiet ist die Lücke nur mehr sehr gering und auf paläontologischem Wege nicht mehr nachzuweisen.

Die neuen Sedimente zeichnen sich vor allem durch Sandigkeit und Glaukonitgehalt aus. Man faßt sie in Gebieten, die weniger subtil erforscht sind als die NO-Schweiz, unter dem Namen „Gault“ zusammen. Arnold Heim⁵⁸⁾ nennt die Grünsandserie + Lutteremergel: mittlere Kreide. Im Folgenden sollen für diese Schichtserie Gault s. l., Mittlere Kreide und Grün-

sandschichten in gleichem Sinne gebraucht werden. Nach den Untersuchungen der Schweizer Geologen gehört der tiefste Teil der Serie noch ins Aptien, eine Tatsache, von der schon Vacek berichtet [108], S. 694]. Jede höhere Schicht greift (mit untergeordneten Schwankungen) ein Stück weiter nach N als die vorhergehende, so daß man die Transgressionsränder gewissermaßen als Isohypsen oder Isobathen verwenden kann. Arnold Heim hat die verschiedenen Aushildungen auf einer Karte [58], Fig. 98] zusammengestellt und ermittelt, daß die fraglichen Leitlinien in der Ostschweiz einen WSW—ONO gerichteten Verlauf haben. Das entspricht auch dem Verlauf von Isopen und isometrischen Linien in der Unterkreide.

Bemerkenswert sind: als tiefster Horizont die Luiteremergel [58], S. 345], die noch glaukonitfrei sind, nur im Alviergebiet auftreten und von Arnold Heim mit rezentem Blauschlamm verglichen werden. Wenn das wirklich stimmte, so würde es auf recht große Tiefen deuten [13], S. 220, gegen 2000 m]. Selbst in der südlichsten Zone sind solche Tiefen kaum denkbar. Auch die immerhin vorhandene leichte Diskontinuität zwischen Schratenkalk und Luiteremergel spricht dagegen.

Beim Brisaisandstein und der darüberliegenden Brisibreccie, die dem Clansayehorizont entsprechen (Zone des *Douvilléiceras nodosocostatum*), besteht insofern eine Differenz, als Arnold Heim auch diesen Horizont noch zum Gargasien, dem oberen Apt stellt, während Kilian⁶⁸) ihn zum Albien zieht. Im NW-Säntis und darüber hinaus (Mürtschendecke und autochthones Gebiet) transgredieren gar erst die Twirrenschiefer, die dem oberen Mittelalbien entsprechen. Mit Lochwald- und Knollenschiefer schließt das subtil gegliederte Albien ab, zwei Horizonten, die die Zone des *Mortonicerias inflatum*, „Vraconnien“; vertretend, nur vorübergehend [Haug,⁵³) 1910, Arnold Heim,⁵⁸) Bd. I] zum Cenoman gezogen wurden.

Innerhalb der Grünsandserie, vor allem im NW auftretende Diskontinuitäten beweisen, daß der Transgressionsvorgang kein ununterbrochener war. Durch ihre stärkere Ausprägung in NNW bestätigt sich wieder das oben geschilderte Ansteigen des Untergrundes in dieser Richtung. Eine von ihnen, die Diskontinuität an der Obergrenze der Brisibreccie, ist nach Heim sicher nicht auf untermeerische Sedimentationsunterbrechung, sondern auf vorübergehendes, richtiges Heraustauchen

zurückzuführen. Karrige Spalten und Verwitterungslehme sind dort nachgewiesen. Der Horizont darüber (Durchschlägischicht) ist dementsprechend „eine in die Gezeitenzone reichende Flachsee-Ablagerung“. Nur in den östlichen Churfürsten und dem Alviergebiet erfolgte keine Emersion. Es ergibt sich eine geringe Tiefe des Meeres, in dem die Grünsandschichten abgelagert wurden, und es erscheint nicht berechtigt, wenn Daqué [³¹], S. 213] „von einem charakteristischen Grünsand der tieferen Schelfregionen“ der alpinen Mittelkreide spricht.

Einige nicht unwichtige Feststellungen lassen sich über die Mächtigkeit der Mittelkreidesedimente machen. Von NNW nach SSO nimmt sie ziemlich gesetzmäßig mit dem Eintreten jedes neuen, tieferen Horizontes zu. Am Churfürsten-Ostende tritt die Maximalmächtigkeit der Mittelkreide von fast 90 m ein. Dann aber erfolgt eine Teilung. Die tieferen Horizonte (Gamser- und Brisischichten + neu auftretende Luttermergel) wachsen nach Süden weiter an, wenn auch langsam, das in der östlichen Churfürsten mit 50 m maximal mächtige eigentliche Albien hingegen zeigt in derselben Richtung ein deutliches Abschwellen.

Über die Herkunft der Grünsandsedimente ist bei Betrachtung der Ostschweiz allein schwer etwas zu ermitteln. Die Korngröße [⁵⁸], S. 366, in Gamser- und Brisischichten 0.1 bis 0.2 mm, im Albien durchschnittlich 0.05 mm] gibt keinerlei Anhaltspunkte, „da eine Anordnung der Korngröße nach der horizontalen Ausbreitung nicht konstatiert werden konnte“.

Eine Herkunft des Quarzes direkt aus dem Süden ist unglaubhaft. Wie könnten sonst fast alle gröberklastischen, tieferen Kreidehorizonte, zum Beispiel der Hauterive-Kieselkalk, in dieser Richtung verschiefern. Es befand sich im Süden kein nahes Land, das den Sand hätte liefern können. Noch weniger Wahrscheinlichkeit hat es für sich, die Heimat der Quarzkörnchen der mittleren Kreide im N oder NW zu suchen. Der Umstand, daß es überhaupt zur Bildung von Schrattenkalk kam, jenes außerordentlich reinen, sandfreien Sediments, macht plötzliche, ziemlich grobklastische Zufuhr gerade aus dieser Richtung unglaubhaft. Ferner wurde oben wahrscheinlich gemacht, daß das Gaultsedimentationsgebiet vom Ufer durch einen Streifen ohne Sedimentation getrennt war, und schließlich würde es auch an dem geeigneten sedimentpendenden Hinterland in dieser Rich-

tung fehlen. Noch in der Eocänzeit waren die Vogesen und noch viel mehr der Schwarzwald von einer zusammenhängenden Trias-Juradecke verhüllt. Die starke endgültige Heraushebung der oberrheinischen Horste hatte selbst im ältesten Tertiär kaum erst begonnen und die Bedeckung mit Malmkalk reichte [Deecke,³²⁾ S. 416] bis zur Linie Stuttgart—Langres. Macht es so schon schier unüberwindliche Schwierigkeiten, in dieser Richtung die Heimat des Gaultquarzes zu suchen, so ist an Denudation der für Glaukonitbildung unentbehrlichen kristallinen Gesteine hier überhaupt noch nicht zu denken. Es bleibt nur ein Ausweg: man muß das Sedimentmaterial der mittleren Kreide mit Meeresströmungen aus dem Osten, bzw. Nordosten herbeiziehen. Eine solche Meeresströmung würde parallel der Küste verlaufen. Mächtigkeitsverhältnisse sind dann in dieser Frage als Argumente nicht verwendbar. Die Geschwindigkeit der Sedimentation und damit die Mächtigkeit der entstehenden Schicht ist zunächst von der Strömungsgeschwindigkeit abhängig, und zwar ist sie ihr umgekehrt proportional. Sedimentbeladene Strömungen können Gebiete durchziehen, ohne daß es zu wesentlichem Absatz kommt, und erst jenseits können sie, erlahmend, die Entstehung mächtiger Schichtserien verursachen.

Die in SW- und ONO-Richtung (parallel der helvetischen Küste) auf große Entfernungen gleichmäßige Ausbildung der verschiedenen Gaulthorizonte ist überhaupt nur durch Strömungstransport zu erklären. Speziell für einen Transport aus NO läßt sich folgender Umstand geltend machen:

Die Brisischichten = Clansayehorizont sind im südwestlichen Teil der Südzone ihres Verbreitungsgebietes (Drusberg) fast ausschließlich als zoogener Kalk (Brisibreccie), nach NO hingegen überwiegend in Sandsteinfazies entwickelt. Im Alviergebiet (Hurst-Arin zum Beispiel) fehlt die Breccie schließlich ganz. Entsprechend werden die schiefbrig-sandigen Gamserschichten (oberes Gargasien) der Ostschweiz in der Zentralschweiz mehr und mehr durch Echinodermenfazies [Sternenoolith, Ganz⁴¹⁾] vertreten. In NO-, bzw. O-Richtung ist auch freiliegendes kristallines Grundgebirge zu erwarten: die böhmische Masse; das kalireiche Urmaterial, das [Andrée,⁴³⁾ S. 241, ¹⁴⁾] zur Bildung von Glaukonit erforderlich ist, und auch Quarz in unbegrenzter Menge waren zur Kreidezeit dort hinreichend aufgeschlossen.

Derartige durch Meeresströmungen verursachte Sedimente sind aber ferner weitgehend von der Meerestiefe abhängig. Über gewisse, leider zahlenmäßig bisher noch nicht festgelegte Meerestiefen hinab haben Meeresströmungen nur in ganz seltenen Ausnahmefällen Wirkung. Sand kann dort unten nicht mehr transportiert und daher nicht mehr sedimentiert werden.

Im helvetischen Meer ist mit zunehmender Tiefe nach SO zu ein Abswellen jedes einzelnen Grünsandhorizontes und gleichzeitig eine Verfeinerung zu erwarten.

Und wirklich sehen wir im Drusberg- und Alviergebiet eine „Reduktion“ des Albien s. str. nach SO und das gleiche werden wir in Vorarlberg wiederfinden.

Eine entsprechende Reduktion der Brisischichten (Clansayezone) ist zu vermuten, da aber zur Zeit ihrer Ablagerung die Küste weiter im SO lag als im Albien s. str., lag auch die tiefes Wasser anzeigende Reduktionszone weiter im SO und ist daher in den helvetischen Decken der Ostschweiz nicht erhalten.

Die erste Stufe der oberen Kreide, das Cenoman, beginnt mit der Turrilitenschicht, einer 0.5 bis 1.5 m mächtigen Bank grünsandigen Kalkes. Die Verhältnisse sind zunächst gegen die mittlere Kreide kaum geändert. Arnold Heim nimmt [58], S. 224] eine Ablagerung von 100 bis 300 m Tiefe an, der Meeresgrund steigt wie bisher nach der im N liegenden Küste an und in dieser Richtung nimmt auch der Fossilgehalt (namentlich Cephalopoden, *Belemnites minimus* Lister, *Turrilites Bergeri* Brong.) zu. Den feinen Sand denkt sich Heim durch langsame Strömungen über den Boden verbreitet.

Die Überturrilitenschicht enthält noch etwas Glaukonit und einzelne Sandkörnchen. Sie fehlt dem mittleren und östlichen Churfürstengebiet, nach Heim vermutlich infolge submariner Denudation durch eine SW—NO (oder wohl umgekehrt) verlaufende Meeresströmung. Über die Tiefe, bis zu der die Meeresströmungen erodieren können, ist aus der Ozeanographie kein eindeutiger Zahlenwert zu erhalten. Da wir es aber hier mit einem offenen Meeresgebiet ohne Einengungen und ohne unvermittelte Aufragungen zu tun haben, dürfen wir wohl aus der Erosion auf relativ geringe Tiefe (höchstens einige 100 m) schließen [siehe auch Andréé,¹³⁾ S. 29/30].

So gehört auch dieser Horizont deutlich noch zu den Sedimenten jenes seichten Schelfmeeres, das wir in der Kreide der Ostschweiz bisher kennen lernten. Es ist aber auch mit den darüber folgenden Schichten eng verbunden. Die Grundmasse der Turriliten- und Überturrilitenschicht wird nämlich nach makro- und mikroskopischer Untersuchung von demselben Kalk gebildet, der dann, frei von allen Verunreinigungen, den eigentlichen Seewerkalk aufbaut.

Das Alter des bis 150 m mächtigen, nur wenige fazielle Verschiedenheiten zeigenden Seewerkalkes läßt sich nicht genau festlegen. Wahrscheinlich gehört er größtenteils ins Turon. Auch seine Entstehungsart ist noch immer nicht widerspruchlos aufgeklärt. John Murray bezeichnet ihn [58], S. 204] als „eine unter den rezenten Sedimenten unbekanntes Fazies“. Arnold Heim nennt den Seewerkalk einen „Orbulinarienschlick“, betont aber entschieden, daß es sich um einen vorherrschend chemischen, nicht organogenen Absatz handle. Namentlich fehlen alle korallogenen Bestandteile. Als Entstehungstiefe nimmt er 1000 m an. Ich möchte jedoch das Gewicht weniger auf große Tiefe als auf Landferne legen und vor allem dieser die eigenartige Zusammensetzung des Seewerkalkes zuschreiben. Durch weit hin ausgedehnte Meerestransgressionen wurden die Küstenlinien zurückgedrängt und wohl auch die Abtragungsvorgänge auf den noch herausragenden Inseln gebremst. Diese Vorgänge mußten auch die Meeresströmungen, die bisher den Grünsand transportiert hatten, in ihrem Verlauf und ihrer Intensität aufs stärkste beeinflussen.

Gegen allzu große Bildungstiefe des Seewerkalkes spricht zunächst seine innige Verknüpfung mit den in seichterem Wasser entstandenen Turriliten- und Überturrilitenschichten, ferner die Dickschaligkeit der Seewerkalkinoceramen und schließlich das stellenweise Vorkommen eines glaukonitisch-sandigen Horizontes mitten im Seewerkalk, den Blumer im östlichen Säntis nachgewiesen hat [54], S. 526—529].

Nur in der obersten helvetischen Decke, also im ursprünglich südöstlichen Gebiet findet sich roter Seewerkalk; man wird aus ihm bestimmte Schlüsse über die klimatischen Verhältnisse eines im SO liegenden Landes ziehen können [eingeschwemmte Roterden oder Laterite, André^e 18)]. Im Seewerkalk verliert sich der lebhaft^e Wechsel zwischen Kalk-, Schlamm- und Sand-

schichten, der unruhige, durch weite horizontale Schwankungen der Uferlinie bedingte zyklische (Klüpfel, Arbenz) Charakter der Sedimentation in flachem Schelfmeer schwindet und macht stetigen Absatzbedingungen auf kontinuierlich sinkendem Meeresboden Platz.

Noch deutlicher bestätigt sich das in den bis zum Santonien (oberes Untersenon) reichenden Leibodenmergeln [58], S. 182 bis 186], zu denen die Seewerschichten s. str. (Heim nennt sie Seewerschiefer, entweder das obere Turon oder das Coniacien) nur den Übergang darstellen. Das Meer hat an Tiefe und Stille zugenommen: es wird von großen dünnchaligen Inoceramen bewohnt. Durch „langsame, kontinuierliche, äußerst ruhige Sedimentation in großer Meerestiefe“ wird der „durchaus homogene, feinste, sandfreie Leibodenmergel“ gebildet. Vielleicht ist im ursprünglich nordnordwestlichen Gebiet eine gewisse Reduktion festzustellen (auf etwa 5 m von 50 m). Das dürfte aber nicht zu einer Bestimmung der Herkunft des terrigenen Materials genügen, da die Mächtigkeitszahlen infolge unscharfer Ober- und Untergrenze und infolge tektonischen Einflusses nicht ganz verläßlich sind. Auch ist, infolge nachträglicher Denudation, vor allem zur Untereocänenzeit im NW (Autochthon, Parautochthon, Mürtshendecke), nur noch eine relativ schmale (ehemals 15 bis 20 km) Zone der früher zweifellos viel weiter verbreiteten Mergel erhalten.

Noch stärker durch nachträgliche Denudation in ihrer Verbreitung eingeschränkt sind die Leistmergel, die Arnold Heim, der in ihnen enthaltenen Pygmäenfauna wegen, ins Campanien stellt. Auch ein Teil des Maestrichtien ist wohl in ihnen enthalten, so daß man mit Arnold Heim den Leistmergeln den Lapparentschen Stufennamen Aturien zusprechen kann. Die Leistmergel zeigen nun deutlich, wo hinaus es mit der schon im Seewerkalk verspürten Störung der normalen Schelfmeersedimentation will: Die terrigenen, klastischen Bestandteile nehmen zu, je weiter wir hinaufkommen. Die Meerestiefe ist allerdings anscheinend groß gewesen. Arnold Heim schließt das aus der Fauna, vor allem den Foraminiferen und großen, dünnen Inoceramen, wenn man auch nicht mit ihm, Steinmann u. a. unbedingt von tiefbathyalen Bildung wird sprechen müssen. Es treten Quarzkörnchen, ein wenig Glimmer und Glaukonit sowie Bänke und Fläsern sandigen Kalkes auf.

So erhält der Leistmergel einen ausgesprochen flyschartigen Charakter. „Die Leistmergel verhalten sich mehr wie Flysch als wie Kreide“ [58], S. 182].

Die klastischen Bestandteile stammen von einer Küste, die nicht mehr so weit entfernt war wie zur Zeit des Leibodenmergels, und was für eine Küste das war, darüber lassen die obersten Lagen der Leistmergel der ehemals südlichsten Zonen keinen Zweifel. Hier erscheinen, durch darüberliegende, fossilführende Lagen als unzweifelhaftes Senon bewiesen, Lagen von Wildflysch, ja am Fliegenspitz finden sie sich sogar schon im mittleren Leistmergel. Und der Wildflysch ist, wie weiter unten zu besprechen sein wird, ein Sediment, das sich nur am unterseeischen Abhang aktiver Kettengebirge bildet.

So ist im Senon wenigstens der Südteil des helvetischen Gebietes der Ostschweiz der Flyschzone angegliedert worden, gehört also in den weiteren Bereich der Alpen, während es noch im Cenoman normaler Kontinentalschelf war.

In den nördlicheren Teilen dagegen macht sich gegen Ende der Kreidezeit wieder eine gewisse Regression geltend. Bis in den Säntis hinein scheint das erneute Heraustreten des nördlichen Schelfmeerufers fühlbar zu sein.

Über die Schicksale des Gebietes in der allerobersten Kreide wissen wir leider sehr wenig; höchstwahrscheinlich erfolgte Trockenlegung und vielleicht im Süden vorübergehende Transgression durch die Wangschichten. Ihr Alter ist unsicher (Danien?) und bisher sind sie erst in den obersten Decken der Zentralschweiz sicher nachgewiesen. [58], S. 148, 149].

Die marine Verbindung von Kreide und Tertiär, die Annahme für die südlichen Gebiete vermutet, ist nirgends nachgewiesen und auch nicht besonders wahrscheinlich, wenn man bedenkt, daß man sich um diese Zeit (Untereocän, Danien) in einer Epoche allgemeiner Regressionen, also vielleicht einer allgemeinen Senkung des Meeresspiegels, befindet, aber auch das Gegenteil ist, wenigstens für den südlichsten Teil (Churfürsten-Alvier) nicht sicher nachzuweisen. Bohnerz fehlt und mangels jeden petrographischen Unterschiedes zwischen Senonflysch und Eocänflysch ist keine Grenze, geschweige denn eine Diskordanz zwischen beiden erkennbar. Trotzdem hat man wohl zur Zeit des Untereocän-„Bohnerzfestlandes“ eine ähnliche völlige Trockenlegung des Alpenvorlandes anzunehmen, wie wir sie heute seit

dem jüngeren Tertiär haben. Damit soll indessen über die Ursachen nichts ausgesagt werden.

Erst im Mitteleocän trat erneute Meeresbedeckung ein und wieder zeigen sich die Gefällsverhältnisse der mittleren und der obersten Kreide. Wieder entstehen als „Nummulitenbildungen“ Sedimente in einem nach S an Tiefe zunehmenden Schelfmeer, deren Material diesmal aber von NW, von den inzwischen gehobenen und weitgehend bloßgelegten alten Rümpfen des Schwarzwaldes und der Vogesen stammt [56], S. 160/161]. Auch die Sandsteine der Taveyannaz- und Dachschiefergruppe der ursprünglich nordwestlichen Faziesgebiete haben noch die gleiche Entstehung. Erst im höheren Eocän erfolgte dann die endgültige Überwältigung auch der damals nördlichen helvetischen Gebiete durch die gebirgsbildende Bewegung: Die Wildflyschfazies wird, von S nach N voranschreitend, abgelagert und dauerndes Sinken der nun zur Randsenke gewordenen Meeresgebiete führt zu riesigen Schichtmächtigkeiten, die im Mitteleocän der Schweiz allein 2 bis 3 km betragen [56], S. 201].

Es handelt sich jedoch um die Erscheinungen in einer Randsenke, nicht, wie Arnold Heim will [56], S. 201], um Geosynklinalbewegungen, wenn auch die Sedimentationsbedingungen ähnlich sind denen auf stetig sinkendem Geosynklinalboden. Die alpine Geosynklinalbildung bestand damals nicht mehr. Die helvetischen Alpen repräsentieren nur einen randlichen Teil, nicht die gesamten Alpen.

Ib.

Vorarlberg, helvetisch.

Verfolgt man die Kreidesedimente helvetischer Fazies nach Osten, so gelangt man in das Vorarlberger Kreidegebiet, das bis ins bayrische Allgäu hineinreicht. Es ist zwar durch das heutige Rheintal von der Ostschweiz getrennt, bildet aber tektonisch wenigstens teilweise (Hochkastenfalte des Säntis = Hochkastendecke in Vorarlberg) seine direkte Fortsetzung [Blumer in Heim, 54) S. 597f.]. In stratigraphischer, fazieller und somit auch paläogeographischer Hinsicht ist irgend eine Trennungslinie überhaupt nicht zu ziehen. Die Vorarlberger Spezialprofile wiederholen im großen Ganzen die entsprechenden westlich des Rheins. Wir befinden uns in Vorarlberg in der

Fortsetzung desselben nach S tiefer werdenden Kreideschelfmeeres, das im vorigen Abschnitt besprochen wurde. Allerdings ist es der Untersuchung nicht auf so große Breite zugänglich, wie in der Schweiz. Im Osten der Bregenzer Ach verschmälert sich der Streifen noch weiter, um schließlich im Gebiet der Iller unterzutauchen.

Die heute zwischen nördlicher und südlicher Flyschzone Vorarlbergs sichtbaren Sedimente hatten, ausgeglichen gedacht, am Rheintal in NNW—SSO-Richtung eine ursprüngliche Breite von etwa 20 km [nach den Profilen von Vacek,¹⁰⁸) Tafel XIX, Profil VI, VII], an der heutigen Bregenzer Achlinie von 17 km [nach Mylius,⁸¹) Tafel X]. Die angegebenen Zahlen sind aber zu niedrig, da bei Mylius und Vacek die nie fehlenden kleineren Überschiebungen und Überfaltungen nicht ausgedrückt sind. Der starke Breitengegensatz gegen die Ostschweiz (Arnold Heims Zahl: 60 km) erklärt sich vor allem daraus, daß in Vorarlberg nur die höchste helvetische Decke (Säntis-, bzw. Hochkastendecke) zugänglich, eventuell vorhandene tiefere Decken oder gar das autochthone Gebiet hingegen tief begraben sind. Einen Deckenbau in der Vorarlberger Kreidezone zu leugnen, einfach deshalb, weil hier ein so prächtiger Aufschluß wie der Walensee fehlt, geht natürlich nicht an.

Um die Verhältnisse des helvetischen Meeres auch in Vorarlberg genau zu bestimmen, ist es erwünscht, die Leitlinien und Isopen der mittleren und oberen Kreide östlich des Rheins weiter zu verfolgen.

Zu diesem Zwecke sollen zunächst einige neu aufgenommene Spezialprofile der mittleren Kreide mitgeteilt werden. Darauf soll an der Hand einer Zusammenstellung sämtlicher bisher bekannter Vorarlberger Profile versucht werden, einige Leitlinien zu verfolgen. Sie sind auf Fig. 1 (vgl. S. 87) dargestellt und für die Ostschweiz von A. Heim⁵⁸) übernommen. Eine an die Schweizer Verhältnisse heranreichende Genauigkeit kann dabei leider noch nicht überall erzielt werden und bleibt späteren, eingehenderen Untersuchungen vorbehalten.

Profil: Bahnbrücke Bezau.

1. 5 m und mehr aufgeschlossen:

Schrattenkalk normaler Ausbildung. Im hangendsten Teil reich an Schwefelkies. Auch Grünsandnester kommen vereinzelt vor.

Seine Obergrenze ist scharf, im Großen eben, im Einzelnen uneben. Außerdem wurden bis 20 cm tiefe, mit dem überlagernden Grünsandstein und Kalkgeröllchen erfüllte Spalten beobachtet.

2. 2 m harter, dunkelgrüner, zum Teil kalkiger Glaukonit-sandstein. Auf Klüften etwas Kalzit. Im oberen Teil Belemniten.

Mylius⁸⁰⁾ (Seite 537) nennt hieraus *Desmoceras mayoranum* d'Orb. und *Holaster laevis*.

2a. Stellenweise kommt nahe der Basis von 2 eine flaserige Bank mit stengelähnlichen *Problematicis* vor.

Keine scharfe Grenze gegen

3. einige Dezimeter kalkigen Grünsands mit Phosphoritknöllchen. Fossilführend.

Übergang in

4. 4 bis 5 m Knollenschichten. Im Mittel faustgroße Knollen grauen, lichten Kalkes, nicht ganz scharf begrenzt, im Glaukonit-sandstein (kalkig, dunkelgrün) eingelagert. Angewittert noch deutlicher sichtbar als auf frischem Bruch.

Das vorliegende Profil ist folgendermaßen zu deuten: 4. sind die mit der Schweizer Ausbildung völlig übereinstimmenden Knollenschichten (Zone des *Mortoniceras inflatum*, Vraconnien). Der darunter folgende Fossilhorizont 3 ist mit der „Gaultobergrenze“ Vaceks identisch (siehe Profil von Hohenems, Nr. 3, S. 84). Die Fauna der „Gaultobergrenze“ der Gegend von Bezau beschreibt Zittel,¹¹⁰⁾ Mylius hat sie ergänzt. Sie spricht, wenn sie auch, wie alle in der älteren Literatur gegebenen Faunen, für die feinere Horizontierung mit Vorsicht zu verwenden ist, gemeinsam mit der Lagerung zwingend für die Gleichsetzung der fraglichen Fossilschicht mit der Lochwaldschicht der Ostschweiz. Wir vermissen in Vorarlberg keinen der aus der Lochwaldschicht der Ostschweiz als häufig angeführten Ammoniten; *Mortoniceras inflatum* Sow., *Desmoceras Beudanti* Brong., *Desmoceras Mayoranum* d'Orb., *Hamites virgulatus* Brong., *Hamites attenuatus* Sow., *Baculites Gaudini* Pict. et C. werden hier wie dort genannt.

Bemerkenswert ist, daß neben diesen Formen auch *Hopliten* (*dentatus*, *splendens*) und *Phylloceren* (*Velledae*, *subalpinum*) in Vorarlberg vorkommen. Sie fehlen nach Arnold Heim meist in der Churfürstenprovinz der Lochwaldschicht, dagegen sind sie für die südwestlicher gelegene eigentliche Lochwaldprovinz typisch [Jacob — Tobler⁶⁸⁾]. Ihr gemeinsames Vorkommen

in Vorarlberg bestätigt aufs beste die Gleichaltrigkeit der Lochwaldschicht in der Ost- und Zentralschweiz, für die E. Ganz⁴¹⁾ und Arnold Heim⁵⁸⁾ gegen Ch. Jacob eintreten.

Unterlagert wird die Lochwaldschicht im Bezauer Profil ganz normal von den Twirrenschichten, Nr. 2, die nur durch ihren auffallend geringen Kalkgehalt von der typischen Schweizer Entwicklung abweichen. Die beiden von Mylius gefundenen Fossilien (*Desmoceras Mayoranum d'Orb.* und *Holaster laevis*) stehen mit dieser Identifizierung in Einklang.

Ob in der flaserigen Bank 2a, die nur stellenweise auftritt, eine Andeutung der Flubrigschicht zu sehen ist, kann nicht sicher entschieden werden.

Die Twirrenschichten liegen in obigem Profil transgressiv auf Schrattenkalk. Dieser zeigt an seiner Oberfläche Unregelmäßigkeiten. Es ist zwar keine richtige Karrenbildung, wie im ehemals nördlichsten, autochthonen Schweizer Gebiet, jedoch ist deutlich, daß, bevor die neue Sedimentation einsetzte, zerstörende Kräfte, sei es subaërisch, sei es submarin, auf den Schrattenkalk einwirkten. Auf tektonische Bewegungen, Zerschneidungen usw. im Sinne von Mylius können die kleinen Unregelmäßigkeiten der Schrattenkalkoberfläche keinesfalls zurückgeführt werden.

Profil: Kirche Reute.

1. Schrattenkalk.

Kontakt selbst nicht sichtbar gegen

2. 2 m mehr oder weniger flaseriger, von schwarzen Häuten durchzogener, dunkler Grünsandstein. Schwach kalkig. Massenhaft stengelähnliche Problematika. Einzelne, bis 3 mm große Quarkörner.

Zirka 80 cm über der Basis eine härtere Bank mit verstreuten Phosphoritknollen eingeschaltet.

Übergang in

3. fast 2 m massiger, ziemlich kalkfreier Glaukonitsandstein, dunkel.

Darin, nahe der Obergrenze eingelagert,

4. 40 cm mächtige Phosphoritknollenbank, die außerdem löcherig anwittert.

Als Deutung möchte ich, allerdings nicht unterstützt durch Fossilfunde, folgende vorschlagen:

4. = Lochwaldschicht oder eine unbenannte, den Twirrenschichten eingelagerte Bank.

3. = Twirrenschichten.

2. = Flubrigschicht.

In vorliegendem Profil transgredieren also nicht mehr die Twirrenschichten, sondern schon die Flubrigschicht. Auffällig ist die große Kalkarmut der Twirrenschichten. Es wird damit wohl schon ein Übergang zur kalkfreien Niederischichtenfazies vorliegen.

Profil: Steinbruch gegenüber dem Westende von Bizau.

1. 0·5 m aufgeschlossen schwach kalkiger, undeutlich flaseriger, dunkler Grünsandstein mit stengelähnlichen Problematicis.

2. 0·5 m Phosphoritknollenlage, nach oben und unten nicht ganz scharf begrenzt.

3. 2 m kalkiger, dunkler Glaukonitsandstein mit Kalzitadern und Schwefelkies.

4. 1 m typische Knollenschichten. Nahe der Basis belemnitenführend.

Deutung: 4. Knollenschichten.

Lochwaldschicht an ihrer Basis angedeutet.

3. Twirrenschichten.

1. Flubrigschicht.

Welcher Horizont auf Schrattenkalk transgrediert, konnte nicht festgestellt werden, da der Aufschluß nicht bis zur Basis der Mittelkreide hinabreicht.

Profil: Steinbruch gegenüber der Mitte von Bizau.

1. 4 m aufgeschlossen: Schrattenkalk, typisch, auf Bruch bräunlich, weiß anwitternd.

2. 5 m: Bänke von Schrattenkalk-ähnlichem Gestein (unten typisch, oben auf Bruch grau), die durch Lagen schwarzen Mergels getrennt sind. Horizontale Übergänge des Mergels in harten, grauen Kalk beobachtet.

3. 5 cm etwas grünsandiger Kalk mit Knöllchen von grauem Kalk. Diese tragen eine Rinde von unter dem Mikroskop braunem Phosphorit und enthalten ooidähnliche, durchschnittlich 0·5 mm große Körner dunkleren Kalkes, lokal zahlreiche Foraminiferen (Milioliden, einzelne Rotalien, Textulariden und Bruchstücke größerer Fossilien, sowie einzelne Glaukonitkörner (bis 0·5 mm groß), außerdem findet sich deutlich sekundärer Schwefelkies.

Nicht ganz scharfe Schichtfuge.

4. 2-5 m bräunlicher, harter Kalk. Makro- und mikroskopisch als typischer Echinodermenkalk anzusprechen. Enthält vereinzelte Quarz- und Glaukonitkörner und Belemniten.

0.75 m Übergang: Knollen des Gesteins 4 werden netzartig von erhaben herauswitternden, zirka 2 cm dicken Flasern des Gesteins 5 umschlossen, die nach oben sich zusammenschließen. Die Grenze zwischen den Knollen und den Flasern ist auch unter dem Mikroskop ziemlich scharf und durch Anreicherung von Quarzkörnern betont.

5. 4-9 m massiger, auf Bruch hellgrauer, kalkiger, glaukonitarmer, aber bräunlich anwitternder Sandstein, Bindemittel zwischen den 0.2 bis 0.5 mm messenden Quarzkörnern kalkig, in den liegenden Teilen reichlich, nach oben an Menge abnehmend. Unter dem Mikroskop das typische Bild des Brisissandsteins der Churfirstengruppe [58], Tafel].

Grenze anscheinend ziemlich scharf gegen

6. 0.75 m etwas toniger, stark glaukonitischer Sandstein, zu Hohlkehle verwittert. Einzelne Quarzkörner über 1 mm groß.

Übergang in

7. 50 cm flaseriger, glaukonitreicher Sandstein, Größe der Quarzkörner 0.1 bis 0.5. Sie löschen häufig undulös aus. Stengelähnliche Problematika.

8. 50 cm löcherig anwitternde Phosphoritknöllchenzone. Nach oben und unten unscharf begrenzt.

9. 1 m aufgeschlossen kalkiger Sandstein, hart, mittlerer Glaukonitgehalt. Bruch zum Teil leicht glasig. Einzelne Phosphoritknollen.

Bei der Deutung dieses Profiles gehe ich von der weitgehenden Übereinstimmung der höchsten Horizonte mit dem Profil vom Westende von Bizau aus.

9. Ist als Twirrenschicht (allerdings schon zum Teil sich der quarzitischen Niederischichtfazies nähernd) anzusehen.

8. entspricht der Phosphoritknollenschicht 2 im Profil Bizau Westende.

7. ist die Flubrigschicht. Ob man in 6 ein Äquivalent der Durchschlägischicht zu sehen hat (einzelne relativ große Quarzkörner), kann nicht sicher entschieden werden.

5. ist zweifellos der Brisissandstein. Die das Liegende dieses Horizontes bildende, unlösbar mit ihm verknüpfte Echinodermenbreccie 4 hat jedoch jenseits des Rheins kein Analogon. Viel-

leicht kann man in ihr eine der Brisibreccie ähnliche, nur in tieferem Niveau auftretende Fazies des Clansayehorizontes erblicken. Sie muß eine lokal recht begrenzte Erscheinung sein, da sie sich in keinem anderen Profil bisher nachweisen ließ.

Alle tieferen Horizonte des Profils bin ich geneigt zum Schrattenkalk zu rechnen, wobei der Knöllchenhorizont 3 die Rolle der Luiterezugschicht zu übernehmen hätte.

Profil: Gegenüber von Klaus bei Mellau bei der Brücke.

Von N nach S steil nach S einfallend aufgeschlossen:

1. Schrattenkalk der nördlichen Gopfbergantiklinale, typisch, unter dem Mikroskop als oolithisch kenntlich; Foraminiferen.

2. 5 m mehr oder weniger Schrattenkalk-ähnlicher, grauer Kalk, mit dunkelgrauen und schwarzen Mergelschiefern wechselagernd.

3. 2 m dunkelgraue, sandige Schiefer mit härteren, schlecht spaltenden Bänken.

1 m nicht aufgeschlossen.

4. 1 m dunkelgrauer, harter, etwas bituminöser Kalk, hangendster Teil flaserig, ähnelt unter dem Mikroskop dem Schrattenkalk (Foraminiferen, Ooide), führt aber verstreut Quarz- und Glaukonitkörner.

0.5 m nicht aufgeschlossen, brauner Lehm.

5. Zirka 20 m nicht ununterbrochen aufgeschlossen, hellgrauer, harter, im allgemeinen sehr glaukonitarmer, kalkiger Sandstein. Die liegendsten und die hangendsten Partien sind etwas glaukonitreicher, grünlich, in den hangendsten treten außerdem einzelne eisenschüssig verwitternde Knöllchen auf.

Der Hang, an dem das Profil aufgeschlossen ist, springt spitz zum Streichen ein großes Stück nach Osten zurück (alter Prallhang der Bregenzer Ach).

Es folgen:

6. Wenige Meter dunkler, etwas kalkiger Glaukonitsandstein, mit Schwefelkies, undeutlichen Fossilresten in Phosphoritknöllchen, Belemniten.

Dann hören Aufschluß und Profil plötzlich (tektonisch?) auf, am Abhang kommen

7. Seewermegel herab.

Zunächst muß, um das Profil richtig zu deuten, gegen die Ansicht von Mylius⁸⁰⁾ Stellung genommen werden. Dieser erklärt, der helle Riffsandstein Gumbels (= Brisisandstein)

lagere, im Gegensatz zum übrigen helvetischen Gebiet, in der Umgebung von Mellau über statt unter dem „Gaultgrünsandstein“ (= Albien s. str.) und beruft sich dabei besonders auf das vorliegende, ihm offenbar nur unvollständig bekannte Profil von Klaus. Es ist jedoch aus vorstehender Beschreibung deutlich erkennbar, daß auch hier die normale Lagerung (Brisandstein unten, „Albien s. str.“ [dunkelgrün] oben) gewahrt bleibt.

Das Albien s. str. wird dabei durch Nr. 6, allerdings wohl tektonisch reduziert, vertreten, Nr. 5 stellt den Brisandstein dar und die zum Teil schlecht aufgeschlossenen, glaukonitreicheren Partien im liegendsten Teil von 5, sowie der zu braunem Lehm verwitterte Horizont zwischen 4 und 5 sind als Gamser Schichten aufzufassen. (Diese verwechselt Mylius mit den Grünsandschichten des Albien s. str.) 2 bis 4 sehe ich als den vermergelten obersten Teil des Schrattenkalkes an. 4 repräsentiert vielleicht die Luterezugschicht, die grünsandige obere Grenze des Schrattenkalkes. Die Grenze zwischen ihr und der mittleren Kreide ist leider selbst nicht aufgeschlossen.

Zusammenstellung der bisher bekannten Vorarlberger Mittelkreidprofile.

(Eingetragen in Fig. 1, S. 87.)

Profil 1: Bahnbrücke Bezau [Mylius, Lit. ⁸⁰], Kockel].

4 bis 5 m Grünsandstein mit Kalkknollen, Knollenschicht.

Einige Dezimeter Phosphoritknollenschicht, Lochwaldschicht.

2 m harter, dunkelgrüner, zum Teil kalkiger Sandstein, Twirrenschichten.

Schrattenkalk.

Profil 2: Kirche Reute [Kockel].

2 m Grünsandstein, massig, dunkel, kalkfrei, Twirrenschichten mit Phosphoritknollenzone, Lochwaldschicht (?).

2 m flaseriger Grünsandstein mit Tonhäuten und bis 3 mm großen Quarzen, Flubrigschicht.

Schrattenkalk.

Profil 3: Hohenems [Vacek, Lit. ¹⁰⁸), v. Merhart, Lit. ⁷⁸].

15 bis 20 m Seewerkalk mit Knollenschicht an der Basis.

1 m lockere Fossilbank, Lochwaldschicht.

15 m massiger, feinkörniger Glaukonitsandstein, dunkelgrün, etwas kalkhältig, Twirrenschichten.

2 m sandig-glaukonitischer Mergel, Flubrigschicht.

Fossilhorizont, Durchschlägischicht.

1 m Breccie mit sandigem Bindemittel, Brisibreccie (?).

Schrattenskalk.

Profil 4: „Mittlere Falten“ (Fraxern). [v. Merhart, Lit. ⁷⁸].

10 bis 15 m Seewerkalk mit Knollenschicht an der Basis.

Fossilischiçht, Lochwaldschicht.

10 bis 25 m Grünsandstein, „wechsehd hell oder dunkel“, Grünsande des Albien s. str. und Brisisandstein (?).

40 bis 100 m Schrattenskalk.

Profil 5: Bizau [Kockel].

1 m Knollenschichten.

2 m Twirrenschichten.

0.5 m Phosphoritknollenzone.

0.5 m Flubrigschicht.

0.75 m Durchschlägischicht (?).

4.9 m heller Quarzsandstein, kalkig, Brisischichten.

2.5 m Echinodermenkalk, Brisischichten.

0.05 m Luiterezughorizont.

5 m Schrattenskalk, Mergellagen.

Schrattenskalk.

Profil 6: Gegenüber von Klaus [Kockel], (Nummer fehlt in Fig. 1).

Albien s. str. tektonisch reduziert (?).

Zirka 20 m Brisisandstein.

Wenige Meter Gamser Schichten.

Luiterezugschicht (?).

Schrattenskalk mit Mergelbänken.

Schrattenskalk.

Profil 7: Weg zum Wasach-Sanatorium [Arnold Heim, Lit. ⁵⁹].

Seewerkalk.

4 m Knollenschicht.

5 m massiger Glaukonitkalk, Twirrenschichten.

1 m Grünsandkalk mit Mergellagen und Phosphoritknollenbank, Flubrigschicht.

1.4 m feinkörniger, grünsandiger Kalk, Flubrigschicht.

0.4 m Glaukonitsandkalk, schwarz-grün, mit bis 4 mm großen Quarzen, Durchschlägischicht.

Zirka 20 m heller, glaukonitarmer Sandstein, Brisisandstein. Schrattenkalk.

Profil 8: Breitach, westlich von Jauchen [A. Heim, Lit. ⁵⁹].

Seewerkalk.

Massiger Grünsandkalk mit dichten Kalknestern, Knollenschicht.

0.6 m Phosphoritknollenbank, Lochwaldschicht.

4.5 m Glaukonitkalk mit Phosphoritknollen, Twirrenschichten.

1.5 m knorrig-mergeliger Grünsand voll Knöllchen, Durchschlägischicht (?).

Zirka 20 m Brisisandstein.
Schrattenkalk.

Profil 9: Nördliche Iilschlucht [Trümpy, Lit. ¹⁰⁷].

Über 30 m schlecht gebankte, schieferigstengelige, schwarze Sandsteine, schwach kalkig, Gamser Schichten.

1 bis 1.5 m sehr sandiger, glaukonitarmer Mergel, Luitere-mergel (??).

0.7 m kalkiger, glaukonitreicher Sandstein, Durchgängschicht.

0.2 m Fossilschicht (Spatkalk, schwarz mit Phosphoritknollen, Pyrit, Glaukonit), Luiterezugschicht.

Schrattenkalk.

Profil 9a: Straße nach Götzis [Trümpy, Lit. ¹⁰⁷].

Seewerkalk.

Tektonischer Kontakt.

Knorriger Grünsand mit Knollen von hellem Kalk und Phosphorit, Fossilien, Durchschlägischicht.

Grobbankiger, dunkelblaugrüner, quarzitischer Sandstein, Brisisandstein.

Profil 10: Südliche Illschlucht [Trümpy, Lit. ¹⁰⁷].

Über 30 m Gamser Schichten, wie in Profil 9.

0.5 m massiger, glaukonitreicher Sandstein mit Phosphoritknollen.

Profil 11: Hoher Freschen [v. Merhart, Lit. ⁷⁸].

Schrattenskalk

4 bis 8 m Seewerkalk.

4 bis 15 m „Gault“.

0 bis 10 m Schrattenskalk.

Profil 12: Walserschanz [Arnold Heim, Lit. ⁵⁹].

8 m oberer Seewerkalk.

17 m Fleckenschiefer voll Algen und kleinen Pyritfossilien.

3 m unterer Seewerkalk.

0.3 m Seewergestein, Pyrit und Glaukonit, Überturrilitenschicht.

0.6 m Phosphoritknollenschicht, Lochwaldschicht.

0.7 m Glaukonitkalk mit Schlieren von dichtem Kalk, Twirrenschicht.

1.5 m massiger, feinkörniger, glasiger Quarzit mit Glaukonit, Niederischicht.

0.3 m schwarzgrüner, schlierig-mergeliger Glaukonitsandstein, Durchschlägischicht.

20 m Brisisandstein (Glaukonitsandstein, körnig-massig).

Gamser Schichten lokal als 0.5 m Grünsandstein mit Mergelagen vorhanden.

Schrattenskalk.

Auf Grund der auf Seite 83 bis 86 zusammengestellten 12 Profile lassen sich folgende auf Fig. 1 (S. 87) zum Teil graphisch dargestellte Feststellungen machen:

Die Linie, südlich von der eine völlige Vermergelung des Schrattenskalkes eintritt, also die Linie, die das Gebiet größter Entfernung vom Riffkalkdetritus spendenden nördlichen Ufer und wohl auch größerer Meerestiefe nach Norden begrenzt, tritt in der Ostschweiz nicht mehr ganz in den Kreis der Betrachtung. Die südöstlichsten Profile zeigen noch eine Schrattenskalkmächtigkeit von 20 bis 40 m [Wartau im Rheintal, Alvier-Ostseite ⁵⁸]. Der Fläscherberg ⁷⁷) scheidet für die Betrachtung aus, dort sind

Maßstab 1:600.000.

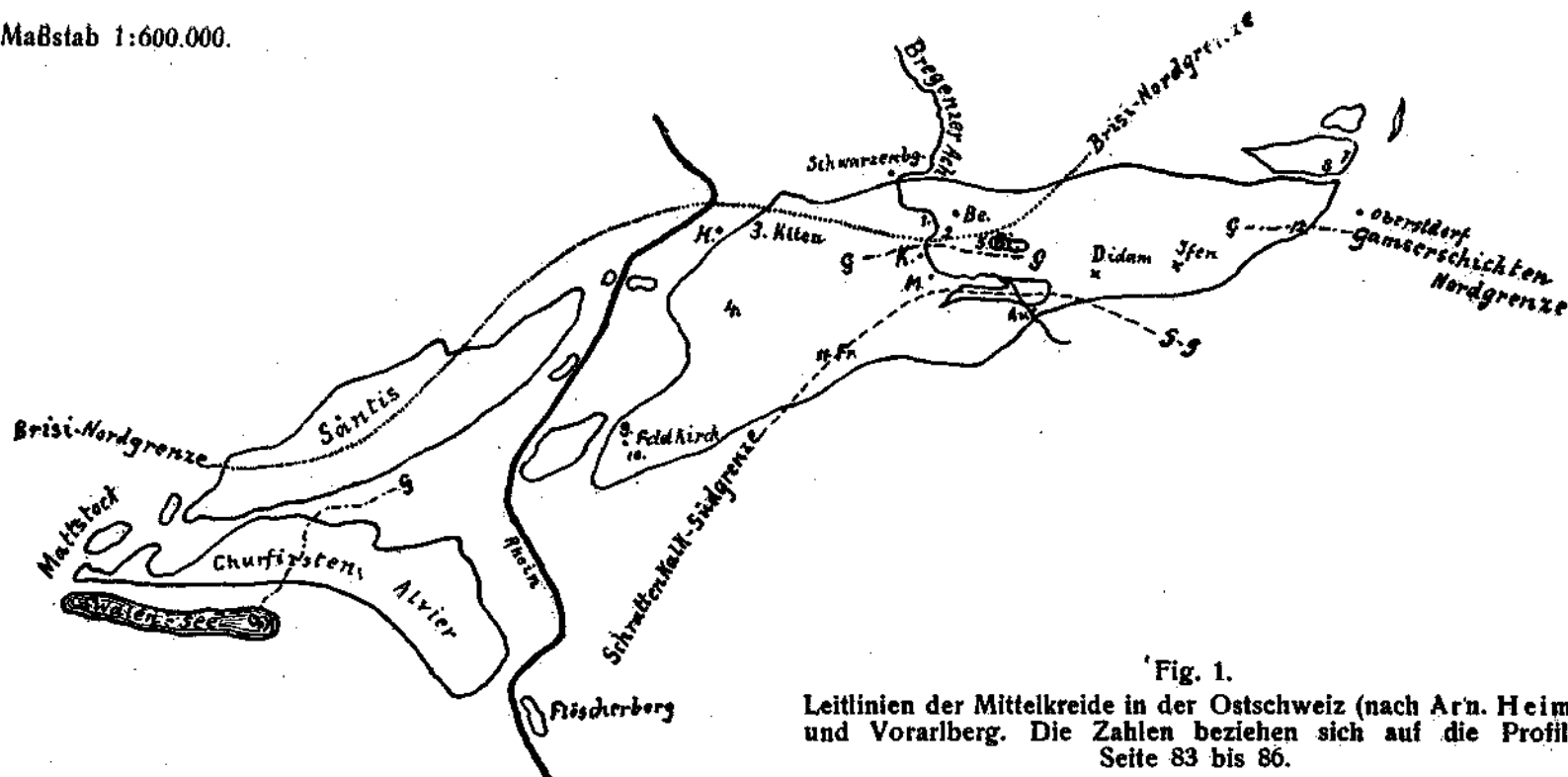


Fig. 1.

Leitlinien der Mittelkreide in der Ostschweiz (nach Arn. Heim) und Vorarlberg. Die Zahlen beziehen sich auf die Profile Seite 83 bis 86.

Be = Bezau

Bi = Bizau

Fr = Hoher Freschen

H = Hohenems

K = Klaus (dicht östlich davon, auf dem rechten Ufer der Bregenzer Ach fehlt die Profilnummer 6.)

M = Mellau

Voll ausgezogene Linie = Grenze der heute sichtbaren Kreide der oberen helvetischen Decken.

diese Horizonte nicht mehr erhalten. Die südliche Hlsschlucht bei Feldkirch (Prof. 10), die Trümpy¹⁰⁷⁾ als südlichstes helvetisches Profil bezeichnet, zeigt nach seinen Angaben 100 m mächtigen Schrattenkalk. Er ist also viel weniger durch die Mergelfazies = Drusbergschichten ersetzt als der des östlichen Alvier. Man wird die fragliche Linie in einigem Abstand südöstlich von Feldkirch vorbeiziehen müssen. Im Gebiet des Hohen Freschen aber tritt jene bisher hypothetische Fazies des Apt wirklich auf die Bildfläche. v. Merhart gibt (Profil 11) von dort über bis 200 m mächtigen Mergeln und Mergelkalken 0 bis 10 m Schrattenkalk an. Die Schrattenkalksüdgrenze zieht in geringer Entfernung südlich des Hohen Freschen (am Freschenhaus und am Madonnenkopf ist noch etwas Schrattenkalk vorhanden) vorbei. Der Schrattenkalk „fehlt stratigraphisch in einem weiten Bogen um das Westende des Jurakernes herum“ [v. Merhart⁷⁸⁾], eine Tatsache, die auch im Landschaftsbild des Freschengebietes deutlich in die Augen springt (weichgeformte, grasbewachsene Mergelberge, die des sonst so typischen weißen Schrattenkalkbandes gänzlich entbehren). Von vollständiger Vermergelung des Schrattenkalkes berichtet auch Vacek¹⁰⁸⁾ aus dem Süden und Südwesten der Jura„insel“ von Au („Insel“ natürlich stets mit Bezug auf das Kartenbild in übertragenem Sinne, nicht paläogeographisch gemeint). Mylius⁸⁰⁾ führt die Angaben Vaceks auf Kartierungsfehler und Nichtbeachtung der südlichen Randüberschiebung des Flysch auf die Kreide zurück. Dem steht aber entgegen, daß nach seinen eigenen Beobachtungen der Schrattenkalk im Norden der Jurainsel erst eine Mächtigkeit von zirka 30 m erreicht (Gebiet von Mellau). Auch am Wasserfall Klaus bei Mellau sind noch der ganze untere (Barrême) Schrattenkalk und Teile des oberen Schrattenkalkes (Apt) durch Mergelfazies ersetzt. Das geht aus dem Vorkommen von *Orbitolina lenticularis* in den den Schrattenkalk unterlagernden Mergeln hervor [Mylius,⁸⁰⁾ S. 525]. Die südliche Randüberschiebung von Flysch auf Kreide hat offenbar, wenn sie vorhanden ist, keine allzu große Schublänge. Am paläogeographischen Bilde ändert sie nichts.

Weiter nach Osten (Gebiet des Didamskopfes) taucht die Südgrenze der Schrattenkalkfazies offenbar sehr bald unter dem südlichen Flysch unter: der Hohe Ifen zeichnet sich schon wieder durch große Schrattenkalkmächtigkeit aus [150 m, Vacek¹⁰⁸⁾].

So können wir feststellen, daß diese Isope, wenn sie auch noch nicht in allen Einzelheiten festliegt, einen deutlich gekrümmten Verlauf hat, ein Umbiegen aus NO- in O-Richtung zeigt. Sie folgt damit dem Alpenstreichen in dieser Gegend. Zu bedenken ist allerdings bei ihrer paläogeographischen Verwertung, daß die Grenze zwischen Kalk- und Mergelfazies desselben Horizontes noch von anderen Faktoren als der Uferentfernung und der Meerestiefe beeinflußt wird. So zum Beispiel kann sie durch das Einmünden größerer, Schlamm transportierender Flüsse verschoben werden.

Bemerkenswert ist, daß im südlichen Teile des Kreidegebietes auch die hangendsten Teile des Schrattenkalkes Einschaltung von Mergeln zeigen (Profile 5, 6).

Wir haben es in Vorarlberg zur Schrattenkalkzeit im großen Ganzen mit dem südlichen Teile des helvetischen Schelfmeeres zu tun. Das bestätigt sich auch bei der Betrachtung der Schrattenkalkoberfläche.

Nur aus den nördlichsten Vorarlberger Falten sind Anzeichen für ihr wirkliches Heraustauchen vorhanden. So berichtet Wepfer¹⁰⁹⁾ von (heute nicht mehr sicher erkennbaren) Bohrmuschellöchern an der „Gault“-basis von der Schwarzenberger Achbrücke (Bregenzer Ach, nahe am Nordrand des Kreidegebietes). Entsprechende Erscheinungen finden sich wenig weiter nach SO bei Bezau (Eisenbahnbrücke, Profil Nr. 1).

Zum Unterschied davon hat im Südteil des Vorarlberger Kreidegebietes, ganz entsprechend wie in Churfürsten und Alvier, keine Trockenlegung stattgefunden. Im Gebiet größter Küstenferne, demselben, wo der Schrattenkalk ganz vermergelt, führt möglicherweise eine ununterbrochene Sedimentation von den Drusbergschichten in die Mittelkreide hinauf. Das wäre etwas, was es in der Ostschweiz nicht gibt.

Die Luitere mergel, die wir im Alvier auf wenig mächtigem Schrattenkalk mit schwacher Diskontinuität auflagern sehen, sollen sich auch in Vorarlberg wiederfinden. Trümpy nennt sie aus dem nördlichen Illschluchtprofil (Profil 9) in der geringen Mächtigkeit von 1 bis 1.5 m. Ich möchte jedoch stark bezweifeln, daß es sich wirklich um Luitere mergel im Sinne Arnold Heims, das heißt um Äquivalente der weichen, sammeligen Mergel des Alviergebietes handelt. Die fraglichen Mergel

bei Feldkirch sind im Gegensatz dazu sehr sandig und ich halte sie für ein Glied der Gamser Schichten.

Die Widersprüche leiten sich daraus ab, daß E. Ganz,⁴¹⁾ dem Trümpy bei seiner Profildeutung im wesentlichen folgt, den Namen „Luiteremergel“ weitherzig auch auf Sedimente von abweichender Fazies anwendet. In vorliegender Arbeit möchte ich der Einheitlichkeit wegen an den Arnold Heimschen Definitionen festhalten.

Im Profil der südlichen Illschlucht (10) fehlen die fraglichen sandigen Mergel schon wieder. Auch das spricht dafür, daß sie nur eine kleine fazielle Unregelmäßigkeit in der Gamser Schichtenserie darstellen. Jedenfalls kann man, wie schon oben angedeutet, das Feldkircher Profil nicht mit Trümpy als „bis jetzt südlichste Fazieszone, die in den Alpen westlich des Rheins heute fehlt,“ bezeichnen. Es ist vielmehr sowohl in bezug auf Schrattenkalkmächtigkeit als auch nach den Verhältnissen der Mittelkreidetransgression ein Äquivalent der westlichen Alvierfazies.

Auch im übrigen Vorarlberger Gebiet konnten Luiteremergel bisher noch nicht sicher nachgewiesen werden. Ihr Vorhandensein ist jedoch namentlich im Freschengebiet nicht unwahrscheinlich.

Etwas mehr läßt sich über die Verbreitung und die Nordgrenze des nächsthöheren Horizontes der Mittelkreide, der Gamser Schichten, sagen.

In der Schweiz reichen die Gamser Schichten nach Arnold Heim von Süden bis in die östlichen Churfürsten. In den Feldkircher Profilen (Profile 9, 10) sind sie mächtig entwickelt. Im „Gault“ des Freschengebietes (Profil 11) sind höchstwahrscheinlich auch Gamser Schichten enthalten. Ihre Mächtigkeit kann jedoch in Anbetracht der geringen Gesamtmächtigkeit der Mittelkreide nur gering sein. Bei der Obersehrenalpe, westlich der Hangspitze (Guntenhang), fand ich unter wenig mächtigen, groben, hellen Sandsteinen, die ich für Brisisandstein halte, über 5 m mächtige, glaukonitreiche, mergelig-schieferige Sandsteine, die den anscheinend völlig vermergelten Schrattenkalk überlagern. Ich möchte diese Schichten mit Vorbehalt zu den Gamser Schichten stellen. Genauere Aufnahme wird die Verhältnisse klären. Sichereres wissen wir wieder aus dem Gebiet der Bregenzer Ach.

In der Antiklinale von Reute—Bizau (Profil 2, 5) fehlen die Gämser Schichten noch, stellen sich aber bei Klaus (Profil 6), das heißt in der nächstsüdlichen Antiklinale ein (nördliche Gopfberg-Antiklinale).

Am Ostende des Kreidegebietes ist schließlich die Nordgrenze der Gämser Schichten zwischen Jauchen (Profil 8) und Walserschanz (Profil 12) durchzuziehen.

Die Brisischichten finden sich fast im ganzen Vorarlberger Kreidegebiet, und zwar ziemlich ausschließlich in der Fazies des Brisisandsteins. Echinodermenbreccien kommen nur bei Hohenems (Profil 5) vor. Die Brisischichten-Nordgrenze kommt vom nördlichen Säntis herüber, wo sie etwa parallel zum Nordrand des Gebirges über Schwendigrat—Altmann verläuft. Im östlichen Säntis sind nach Blumer⁵⁴⁾ die Brisischichten überall entwickelt, und zwar als transgredierender, heller, oft fast weißer Sandstein, und darüber folgende Echinodermenbreccie. Die fragliche Linie ist also nördlich vom östlichen Säntis vorbeizuziehen. Östlich des Rheins sieht man im Profil von Hohenems (Nr. 3) auf Schratenkalk transgredierende Brisisbreccie, der Brisisandstein fehlt schon. Wenig weiter nördlich dürfte auch die Breccie auskeilen. Das Faziesgebiet ist ein wenig „nördlicher“, das heißt küstennäher als im östlichen Säntis. Die Brisinordgrenze ist in geringer Entfernung nördlich von Hohenems vorbeizuziehen. Weitere Folgerungen über ihren Verlauf lassen die Profile 1, 2, 5, 6 zu. Sie geht bei Reute zwischen der nördlichen Gopfbergantiklinale (Profil 6) und der Antiklinale nördlich von Reute-Bizau (Profil 2) durch, springt dann aber auf diesen nördlicheren Sattel über, so daß das Bizauer Profil (Nr. 5) schon Brisisandstein enthält. Auch im östlichen Teile des Vorarlberger Kreidegebietes (Gegend von Oberstdorf) ist überall Brisisandstein entwickelt (Profil 7, 8, 12). Die Nordgrenze der Brisischichten wird also, wie auf der Kartenskizze (Fig. 1) dargestellt, den heute sichtbaren Ausschnitt der helvetischen Zone bald wieder nach Norden verlassen.

Für Leitlinien des Albien s. str. liegt bisher noch nicht genügend Material vor.

Über den Verlauf der soeben verfolgten Leitlinien (Fig. 1) läßt sich zusammenfassend Folgendes sagen: Ihre Entfernung voneinander nimmt in Vorarlberg anscheinend ab und besonders an der Bregenzer Ach nähern sie sich im heutigen Karten-

bild sehr stark. Ich führe das im wesentlichen auf tektonische Einflüsse zurück. Während in der Ostschweiz die Schichten der Säntisdecke vom südlichen Säntis bis zum südlichen Alvier sehr glatt und eben liegen, sind sie in Vorarlberg mehrfach nach Norden überfaltet, ja überschoben. An der Bregenzer Ach zeigt die Kreide bei weitem nicht den schematisch-einfachen Wellenbau, den Mylius⁸¹⁾ in seinen Profilen (Tafel X) darstellt. Schon eine flüchtige Betrachtung der Berge westlich von Bezaun zum Beispiel, wo drei, ja vier Schrattenkalkwände übereinander vorkommen, lehrt das Gegenteil. Auch die Hangspitze (Guntenhang) weiter im Süden zeigt mehrfachen, nach Norden überliegenden, zum Teil in Überschiebungen übergehenden Faltenbau, den Mylius⁸⁰⁾ ausführlich beschreibt. Weiter im Osten sind Überfaltungen und Überschiebungen vielleicht von ansehnlicher Förderlänge im Spiel, wie verschiedene Flyschstreifen innerhalb des Kreidegebietes anzeigen (östlich von Bizau, Gegend von Oberstdorf).

Durch diesen allgemeinen stärkeren Zusammenschub innerhalb der Hauptdecke sind sehr verschiedene Fazieszonen heute einander mehr genäbert als westlich des Rheins. Faziesverhältnisse vom Typus der tieferen helvetischen Decken der Ostschweiz (Fehlen der Brisischichten, auf erosiv umgestalteter Schrattenkalkoberfläche transgredierendes Albien s. str.) nehmen in Vorarlberg in der Umgebung von Bezaun einen relativ großen Raum ein. Vielleicht kann man daraus gewisse tektonische Folgerungen ziehen (geringere Entwicklung der tieferen Decken zugunsten der obersten helvetischen Decke Vorarlbergs, der „Hochkastendecke“ Blumers).

Außerdem machen die Leitlinien zwischen der Ostschweiz und dem Allgäu eine dem heutigen Alpenstreichen parallele, mehr oder weniger starke Umbiegung durch. Das kann zum Teil darauf zurückzuführen sein, daß die Küste, in deren Nähe die Sedimente einst zur Kreidezeit weiter südlich gebildet wurden, einen solchen Verlauf hatte. Zu einem beträchtlichen Teile wird man aber auch die Tektonik als Ursache des heutigen gebogenen Verlaufes ansehen. In Vorarlberg mußte der stärkere Zusammenstau der Kreideschichten in der NS-Richtung ursprünglich WSW—ONO gerichtete Fazieslinien der OW-Richtung annähern und gewisse Zerrungserscheinungen, die Blumer⁵⁴⁾ aus dem Rheintalgebiet beschreibt, würden mit einer Knickung des ganzen

Deckenpaketes an dieser Stelle gut in Einklang stehen (Zusammenhang mit der sigmoidalen Alpenbiegung).

Bisher sind bei Besprechung der Mittelkreide Vorarlbergs hauptsächlich die weitgehenden Übereinstimmungen mit der Ostschweiz, und zwar der Säntisdecke, zur Geltung gekommen. Dazu gehört auch die auffällige Gleichheit der Maximalmächtigkeiten des Brisisandsteins (zirka 20 m), am Gulmen, Brisi (Churfirsten), Hurst (Alvier), bei Klaus bei Mellau und im Oberstdorfer Gebiet. Jetzt soll aber auch auf einige Verschiedenheiten hingewiesen werden.

Die Entwicklung der Brisischichten führt (Anzeichen dafür zeigen sich, wie im Abschnitt Ia geschildert, schon westlich des Rheins), je weiter man nach Osten kommt, immer mehr zur reinen Sandsteinfazies. Schon im westlichen und mittleren Vorarlberg ist die Fazies der Echinodermenbreccie nur noch lokal vorhanden (Profil 3, 5). Im zweitgenannten Profil tritt sie sogar nicht einmal im oberen, sondern im unteren Teil der Brisischichten als Lokalfazies auf. Im östlichen Teile des Kreidegebietes finden sich im Clansayehorizont überhaupt keine Echinodermenbreccien mehr, die Sandsteinfazies ist dort allein herrschend geworden. Wir finden die im Abschnitt Ia ausgesprochene Annahme bestätigt, daß eine von NO, bzw. O kommende, mächtige Quarzsandmassen transportierende Strömung den am Meeresboden lebenden Echinodermen das Leben unmöglich machte.

Diese Meeresströmung konnte jedoch ihre sedimentierende Wirksamkeit in vollem Maße nur in der Nähe der helvetischen Küste, an der sie entlang strich, entfalten. In größerer Entfernung von der Küste, in tieferem Meere, wurde weniger Material transportiert und abgesetzt: Das Gargasien (Gamser und Brisischichten) zeigt im küstenfernsten Gebiet (Freschen) eine deutliche Reduktion seiner Mächtigkeit.

Durch die nach Norden fortschreitende Mittelkreidetransgression wurden aber auch die Meeresströmungen und mit ihnen die Reduktionszone an ihrem Südrand nach Norden verlegt: das gesamte Albien s. str. zeigt eine Abnahme der Mächtigkeit von Norden nach Süden schon in Gebieten, in denen der Brisisandstein noch nicht das Geringste davon merken läßt. Es geht zum Beispiel in einem kurzen Stück des Breitachprofils von 12 m (Wasach, Profil 7) auf 8 m (Jauchen, Profil 8) und

schließlich auf 3 m Walserschanz, Profil 12) zurück. Auch andere südliche Alben-Profile (Klaus, Profil 6, Feldkirch; Profil 9a) zeichnen sich durch geringe Albenmächtigkeit aus, die allerdings in den beiden angeführten Fällen durch tektonische Einflüsse wohl noch weiter verringert worden ist.

Der auffällige Gegensatz zwischen der großen Mächtigkeit der Gamser Schichten in der Alviergruppe (15 bis 70 m) und bei Feldkirch (über 30 m) gegenüber dem übrigen Vorarlberger Kreidegebiet ist jedoch noch nicht ganz befriedigend erklärt.

In den Schichten der oberen Kreide, die zunächst denen der Ostschweiz genau zu entsprechen scheinen, zeigen sich ebenfalls einige Abweichungen. Zwar daraus, daß Turrititen- und Überturrititenschicht nicht überall in typischer Ausbildung anzutreffen sind, läßt sich zunächst noch kein Schluß ziehen.

Aber der Seewerkalk, in der Schweiz ein Gestein von auffallend konstanter Fazies, zeigt nach Südosten die Neigung, zu vermergeln. Am mächtigsten ist die Kalkfazies noch in Nordwest-Vorarlberg [Vacek,¹⁰⁸ S. 69], aber schon an der Alpe Weissenfluh (westlich von Bezau) wird nach Wepfer¹⁰⁹ die Turrititenschicht direkt vom Seewermergel überlagert. Entsprechend gibt Mylius in seinem Sammelprofil zwischen Hochblanken und Hohem Ifen⁸⁰) 0 bis 20 m Seewerkalk an und im Profil 12 (Walserschanz bei Oberstdorf) findet sich nach Arnold Heim⁵⁹) auch nur 3 m unterer und 8 m oberer Seewerkalk, die durch 17 m Fleckenschiefer getrennt sind. Auch weiter nördlich (Tiefenbach) beträgt die Seewerkalkmächtigkeit erst 30 m im Gegensatz zu etwa 100 m in dem auf Grund der Mittelkreide faziesgleichen Gebiet der nördlichen Churfürsten und des südlichen Säntis.

In der obersten Kreide müssen in Vorarlberg zwei Faziesgebiete, das nördliche und das südliche, auseinandergehalten werden. Das südliche scheint dieselben Verhältnisse zu zeigen wie die Churfürstengruppe. Der Leistmergel geht nach oben in Wildflysch über, den man vielleicht zum Teil noch ins Senon stellen kann, und zeigt damit das Heranwandern der alpinen Gebirgswelle und das endgültige Aufhören der Schelfmeerzeit an. Im nördlichen Faziesgebiet dagegen macht sich im Senon, nachdem das Maximum der Transgressionen überschritten ist (Seewermergel), wieder ein Heraustreten des nördlichen Ufers bemerkbar. Es erfolgt erneut Absatz von Schelfmeersedimenten,

die zum Teil mit denen des Gault eine überraschende petrographische Übereinstimmung zeigen und die wir weiterhin in Bayern in der helvetischen Zone überall antreffen werden. Hieher gehören zunächst die dunklen, sandigen Kalkmergelschiefer von Andelsbuch, nördlich von Bezau, die Wepfer^[109], S. 17 ff.] beschreibt. Er gibt auch eine, allerdings wenig charakteristische Fauna daraus an und ist geneigt, sie ins Untersenon zu stellen. Neuerdings hat Herr Oberlehrer Feßler, Andelsbuch, dem ich für diese Mitteilung sehr dankbar bin, auch eine grünsandige Austernbank, von *Gryphaea vesicularis* Lam. zusammengesetzt, im Andelsbacher Senon nachgewiesen.

Eine andere grünsandige Einlagerung im Senon findet sich, leider in ihrer tektonischen Stellung noch nicht genau festlegbar, am Burgbühl nördlich von Oberstdorf. Auf Grund der Zittelschen Fauna,¹¹⁰⁾ namentlich wegen des Vorkommens von *Ananchytes ovata* Lam., ist der sehr harte, dunkle, von zahlreichen Hämatitharnischen durchzogene Glaukonitsandstein ins Obersenon zu stellen. O. M. Reis parallelisiert ihn mit den später zu besprechenden Hachauer Schichten Südbayerns. Der Oberstdorfer Burgbühlgrünsand ist der jüngste Grünsandhorizont der Vorarlberger Kreide und sein Vorkommen relativ weit im Süden scheint auf Zunehmen der Regressionserscheinungen während des Senon zu deuten.

Die Verhältnisse der Danienzeit sind in Vorarlberg womöglich noch unklarer als in der Ostschweiz. Zwar werden unter dem Namen „Wangschichten“ verschiedentlich bräunliche und dunkelgraue sandige Schiefer beschrieben [Vacek,¹⁰⁸⁾ S. 699, dieser faßt seine Wangschichten aus dem Südteil des Kreidegebietes als gleich alt mit den Nummulitenschichten auf, Mylius bei Bizau,⁸⁰⁾ S. 557, Arnold Heim⁵⁹⁾ bei Oberstdorf]. Das Alter aller dieser Vorkommen und damit ihre paläogeographische Verwertbarkeit ist jedoch mangels jeglicher Fossilfunde noch gänzlich unsicher. Vielleicht wird man sie wenigstens teilweise mit den oben angeführten Wepferschen Senonschichten von Andelsbuch in Beziehung bringen können.

Am Ende der Kreidezeit und im Untereocän macht sich erneut ein Unterschied zwischen den nördlichen, beziehungsweise nordwestlichen und den südlichen Teilen des Kreidegebietes geltend. Im Nordwesten ist die Kreideeocängrenze scharf und damit die untereocäne Trockenlegung ziemlich gesichert. Nummu-

litenführende Mitteleocänschichten lagern in der Gegend von Hohenems [Vacek¹⁰⁵], anscheinend auch bei Andelsbuch (mündliche Mitteilung von Herrn Oberlehrer Eßler), aber auch noch am Südfuß des Hohen Freschen¹⁰⁶) auf Seewermergeln. Ja, auch von einem Nummulitenvorkommen bei Maria-Grün bei Feldkirch geht seit Rächthofens Zeit eine dunkle Sage [Trümpy,¹⁰⁷ S. 99]. (Trümpy erwähnt ferner Nummulitenschichten vom Gerer Falben.)

Anders dagegen steht es im Süden der Jurainsel von Au und bei Oberstdorf. Hier wie dort fehlen Nummulitenschichten und die Senonmergel gehen ohne Grenze in Flysch, ja in Wildflysch über. Dieser Flysch ist vielleicht zum Teil kretazisch, wie in der Churfirstengruppe, zum überwiegenden Teil aber gehört er zweifellos dem Tertiär an. Das beweist seine unlösbare Verknüpfung mit dem rein tertiären nördlichen Flysch durch dazwischen erhaltene Flyschstreifen (Bizau, Gegend nordwestlich von Oberstdorf). Die Kreideocängrenze ist hier, im Südostteile des Vorarlberger Gebietes, nicht genau nachweisbar und noch viel weniger läßt sich der Beweis für eine an sich wahrscheinliche untereocäne Festlandszeit erbringen.

Zusammenfassend ist über das Allgäu-Vorarlberger helvetische Gebiet zu sagen:

In unterer und mittlerer Kreide bildet es die ziemlich unveränderte Fortsetzung des Ostschweizer Schelfmeeres nach Osten.

Die Schrattenkalkvermergelung nach Süden zu läßt an einen Übergang der ganzen unteren und mittleren Kreide in Schieferfazies denken.

Ob der am Rheintal gebogene Verlauf der Leitlinien bereits primär (während der Ablagerung) vorhanden war oder ob man ihn als Folge tektonischer Ereignisse ansehen muß, ist schwer zu entscheiden. Das Aneinanderrücken der Isopen in Vorarlberg im heutigen Kartenbild ist durch untergeordnete Überschiebung und Überfaltung bedingt.

Starke Gründe erheben sich für die Herkunft des klastischen Materials der Mittelkreide von Osten (Transport durch Meeresströmungen). Die gesamte Mittelkreide zeigt eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden zu. Die sandtransportierenden Meeresströmungen konnten in den dort herrschenden Tiefen nicht so stark wirken.

Auch in Vorarlberg macht sich mit dem Fortschreiten der Oberkreidezeit das Heranwandern der alpinen Gebirgswelle bemerkbar. Der Südteil des bisherigen Schelfmeeres sinkt zunächst in der Randsenke unter und erhält dann vom aufsteigendem Gebirge Sedimente in Flyschfazies.

Gegen Ende der Kreidezeit jedoch erfolgt, wohl infolge von in Europa weit ausgedehnten Regressionen ein erneutes Auftauchen des Schelfmeerbodens im nördlichen Vorarlberg, das sich zunächst in Grünsandablagerungen des Senon, schließlich in völliger Trockenlegung (Untereocän) zeigt.

Ic.

Die Allgäu-Vorarlberger Klippen.

Nördlich vom Ostteil des oberflächlich sichtbaren Vorarlberger Kreidegebietes, und damit vielleicht auch nördlich vom Rande der dieses Gebiet bildenden Säntis-, bzw. Hochkastendecke finden sich in der nördlichen Flyschzone (Alttertiärflysch) rätselhafte „Klippen“. Es sind Schollen aus Gesteinen des Jura, der oberen und vielleicht auch der mittleren Kreide. Zu paläogeographischen Rekonstruktionen sind sie kaum verwendbar, da die Tektonik noch durchaus nicht geklärt ist. Tornquist leitet sie von der ersten ostalpinen Schubmasse, der Allgäuer, ab und denkt sie sich während des tertiären Teiles der Alpenbildung von oben gewissermaßen in den Flysch hineingespießt.¹⁰⁶⁾ Andere dagegen [Mylius,⁸¹⁾ Ampferer³⁾] holen die Klippen an Überschiebungen von Flysch auf Flysch aus dem Untergrund herauf.

Schließt man sich einer derartigen Auffassung an, so muß man die Klippen als Scheitel der emporbrandenden, aber größtenteils von Flysch verhüllten Stirn der Hochkastendecke oder als Spuren tieferer Decken oder noch wahrscheinlicher als Proben aus dem parautochthonen Untergrund ansehen. Dann hätten sie noch zur Kreidezeit in einem Gebiete gelegen, das den Faltenjura nach Osten fortsetzt, somit weit nördlicher als die bisher betrachteten Sedimente, die heute die helvetischen Decken bilden. Zwanglos würde sich in dieses Bild eine lange Festlandzeit nach dem Jura und das Fehlen der meisten Kreidehorizonte einfügen. Sehr schlecht dagegen paßt die Jurafazies, denn dieser ist als Kalk mit Aptychen entwickelt [Tornquist,¹⁰⁶⁾

S. 94], also doch wohl bathyal wie im bostalpinen, damals viel weiter südlich gelegenen Gebiet. Das will mit all dem, was wir über das Gebiet zwischen dem Helvetikum einer- und dem Schweizer und dem Schwäbischen Jura anderseits vermuten können, gar nicht zusammenstimmen.

Auch in der Kreide gibt es einige Schwierigkeiten: Mylius nennt neben normalen, häufig hellrot gefärbten Seewerschichten auch Konglomerate und Breccien, die er, allerdings ohne zwingenden Grund, als „Typische Gosau“ bezeichnet.

Die Vorkommen von Liebenstein, westlich von Hindelang, liegen gleichfalls im Flyschgebiet außerhalb der zusammenhängenden Kreidefalten. Es handelt sich um oberkretazische (Seewer-) Mergel und rote, dichte Kalke, in denen Rudisten⁹²⁾ und Inoceramenbruchstücke gefunden wurden. Die tektonischen Beschreibungen von Rothpletz und Mylius scheinen darauf zu deuten, daß die Kreideschichten von unten her in ihre heutige Lage im Flyschgebiet gebracht wurden.

Vielleicht haben wir es wenigstens hier mit einer nördlichen, relativ seichten, wenn auch vielleicht noch küstenfernen Fazies der Seewerschichten zu tun (Rudisten) und können das Liebensteiner Vorkommen als eine Botschaft vom autochthonen Untergrund ansprechen. Stammten die Liebensteiner Kreideschichten weit aus dem Süden, aus der Nähe des damaligen (weiter unten zu besprechenden) Alpenrandes, so müßte man eine viel gröbere, klastische, flyschartige Ausbildung erwarten. Lebling fühlt sich zwar [⁷⁵⁾, S. 498] durch die Liebensteiner Rudistenkalke an Gosaukreide erinnert, ein so genauer Kenner der Gosau, wie K o ß m a t, bestreitet diese Ähnlichkeit aber.

Auf Grund der stratigraphischen und faziellen Untersuchungen kann man also ebensowenig wie aus der tektonischen Stellung einigermaßen zwingende Schlüsse ziehen auf Lage und Natur des Meeresraumes, in dem die Gesteine der Allgäu-Vorarlberger Jura-Kreideklippen gebildet wurden. Ebensowenig läßt sich aus den Kreide-Eocänvorkommen von Bihlersdorf und Sigishofen [R ö s c h,⁹⁰⁾ Arnold Heim⁵⁹⁾] folgern, die vielleicht ähnliche Klippen, vielleicht aber die Fortsetzung des Grüntenzuges westlich der Iller darstellen.

Id.

Der Grüntten-Zug.

Tektonisch einheitlich vom Grüntten selbst bis zur Ruine Eisenberg an der Flysch-Molassegrenze verfolgbare, finden wir wieder eine aus dem helvetischen Schelfmeer stammende Schichtfolge. Aber war schon in Vorarlberg bei weitem kein so breiter Streifen der West—Ost ziehenden helvetischen Zone der Beobachtung zugänglich, wie in der Ostschweiz, so hat die Aufschlußbreite nun noch mehr abgenommen. Arnold Heim, dem wir neuerdings eine moderne Bearbeitung des Grüntten verdanken⁵⁹⁾ und dem ich zum Teil in den Mächtigkeits- und Faziesangaben folge, unterscheidet im Grüntten im wesentlichen zwei Faziesgebiete.

Das eine, nur als schmaler Streifen am Grünttenordrand (von der Schanze bei Agathazell nach Nordosten) erhalten, setzt etwa das Oberstdorfer Faziesgebiet fort. Der Schrattenskalk erscheint mit 100 bis 150 m allerdings auf den ersten Blick zu mächtig, indessen Heim ist geneigt, das auf tektonische Verdoppelung zurückzuführen. Unter dem Brisandstein finden sich Gamser Schichten „angedeutet“, die von Oberstdorf im Nordosten der Breitachklamm angeführt werden. Sie deuten, für sich genommen, auf eine Fazieszone, die den südlichsten Oberstdorfer Profilen entspricht. Im Albien s. str., das über normalem, recht glaukonitarmem Brisandstein folgt, ist die „totale Versandung“ der Durchschlägi- und Flubrigschicht bemerkenswert. Namentlich bei der in der Ostschweiz mergel- oder kalkreichen Flubrigschicht ist der Unterschied auffällig und bedeutet einen weiteren Hinweis auf die Herkunft des Sandmaterials von Osten. Die Gesamtmächtigkeit des Albien s. str. (ohne Brisischichten) ist fast doppelt so groß wie bei Oberstdorf (16 m gegen 3 bis 12 m), ohne daß sich daraus Schlüsse ziehen lassen. Wohl aber ist wichtig, daß der Seewerkalk, der im Profil der Walserschanz südwestlich von Oberstdorf schon am Vermergeln war, im nördlichen Grüntten wieder mit einer Mächtigkeit von 20 bis 30 m auftritt (etwa wie in Tiefenbach, nordwestlich von Oberstdorf). Seine isometrischen Linien scheinen aus der Südwest-Nordostrichtung wieder nach Osten umgeschwenkt zu sein. Ferner findet sich in dem Leistmergel eingeschaltet der senone Burgberggrünsand, der erneute Verlandung gegen Ende der Kreidezeit anzeigt.

Die Grünten-Nordfazies bildet wirklich die Fortsetzung der mittleren Vorarlberger Fazies (Oberstdorfer Profile).

Die südliche Grüntenfazies, die den größten Teil des Berges aufbaut, zeigt ein recht eigenartiges Gepräge. 50 m als Durchschnittsmächtigkeit des Schrattenskalkes (am Burgberg-Horn sogar 80 m) sind zwar etwas weniger als bei Oberstdorf, aber an eine vollständige Vermergelung, wie im südlichsten Vorarlberger Faziesgebiet (Umgebung des Jura von Au) ist trotz ansehnlicher Mächtigkeit der Drusbergschichten (200 m und mehr) noch nicht zu denken. Etwa 10 m mächtige Lutiteremergel (Maximum im Alvier 7 m) hingegen deuten auf sehr südlichen Ursprung der Sedimentserie. Obendrein treten zwischen beiden noch die von Arn. Heim so genannten Grüntenschichten auf: 3-5 m grünsandiger Mergel mit Kalklagen und 2 bis 4 m Kalk mit Glaukonitkörnchen. Durch eine Fossilschicht an ihrer Obergrenze sind sie als unterstes Gargasien festgelegt. Die Fossilschicht scheint zunächst der Lutiterzugschicht zu entsprechen, ihre Fauna jedoch gibt ihr nach Arnold Heim und Kilian ein größeres Alter. In der Ostschweiz findet sich für sie kein Analogon. Am ehesten könnte man ihnen, meines Erachtens, die Mergel parallelisieren, die bei Mellau und Bizau (Abschnitt Ib, Profil 5, 6) zwischen kompaktem Schrattenskalk und Grünsandschichten vorkommen.

Die Gamser Schichten des südlichen Grünten besitzen, vollständig entwickelt, eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m, etwa dem östlichen Alvier oder der Illschlucht bei Feldkirch entsprechend, der Brisisandstein hingegen erreicht mit 40 m im Grünten seine größte bisher bekannte Mächtigkeit.

Das Albien s. str. hat die geringe Mächtigkeit von 2 bis 8 m, die derjenigen bei Oberstdorf gleicht. Eine sehr deutliche Mächtigkeitsabnahme ist gegen die Grütennordfazies und auch innerhalb des Grüntenhauptteiles von Nord nach Süd festzustellen in Übereinstimmung mit den bisherigen Beobachtungen im helvetischen Gebiet. Dadurch kommt es, eine Tatsache, auf die Arnold Heim ausdrücklich hinweist, daß der größte Teil des Gault s. l. hier nicht zum Albien s. str., sondern zum Clansayehorizont und dem Gargasien gehört.

Der 40 bis 50 m mächtige Seewerkalk bestärkt den im nördlichen Profil gewonnenen Eindruck vom Umbiegen seiner isometrischen Linien. Über ihm folgen zirka 400 m Leiboden

und Leistmergel (ungefähr gleich der größten Mächtigkeit in der Ostschweiz, Leistkamm) mit der Einlagerung des Burgberggrünsands. Überlagert werden sie von 20 bis 30 m Kalkbänkchen und Schiefersandlagen, die Reiss den Hachauer Schichten gleichstellt. Diese werden im nächsten Abschnitt genauer besprochen werden. Das Tertiär beginnt darüber mit wohl entwickelten Nummulitenschichten.

Im Hauptteil des Grüntens handelt es sich (im Gegensatz zu seinem Nordsaum) auch nach Arnold Heim um Sedimente aus einem relativ südlichen Faziesgebiet. Aus dem Ablagerungsbezirk der Oberstdorfer Kreide hätte man ein Stück nach Südosten gehen müssen, um die Grüntensüdfazies zu erreichen. Es liegt jedoch noch keine Fazies vor, die man als Äquivalent der südlichsten Vorarlberger Profile bezeichnen könnte. Der Schrattenkalk ist noch lange nicht vermergelt, Gamser und Brisischichten zeigen noch kein Abswellen nach Süden, im obersten Senon treten sandige Horizonte auf und die Kreide-Tertiärgrenze ist scharf und durch offenbar transgressiv auftretende, stark entwickelte Nummulitenschichten deutlich markiert. (Ähnlichkeit mit den später zu besprechenden oberbayrischen Verhältnissen.)

Der rasche nordsüdliche Wechsel der Faziesverhältnisse im heutigen Grünten ist sicher eine Folge der Tektonik, die ursprünglich Entferntes dicht nebeneinander brachte. Eine einigermaßen zuverlässige Ausglättung ist auch heute noch nicht möglich.

Durch Übergänge mit der Grüntenfazies verknüpft, stellt sich eine noch südlichere Fazies ein, wenn man den Grüntenzug nach Osten weiter verfolgt. An der Wertach gibt Arnold Heim folgendes Profil:

Seewermergel.

5 m Seewerkalk

Rascher Übergang

0.8 m „Durchschlägischicht“.

15 m Quarzit.

27 m Brisisandstein.

12 m massiger Glaukonitsandstein.

40 bis 60 m Gamser Schichten, als dunkle Kiesel- und Sandkalke entwickelt.

5 (?) m Schrattenkalk.

Arnold Heim glaubt, mit Recht oder Unrecht, eine Ähnlichkeit mit der südlichen Illschlucht bei Feldkirch konstatieren zu können. Das, was Heim „Durchschlägischicht“ nennt, scheint ein Äquivalent des ganzen Albien s. str. zu sein, wie namentlich aus seinem Übergehen in den hangenden Seewerkalk hervorgeht (äußerst scharfe Reduktion des Albien).

Das nördlichste Profil im Steinbach bei Pfronten zeigt folgende, meist saiger stehende Schichtserie (Aufnahmen d. Verf.'s): Süd.

9. 7 m Seewerkalk, grau bis bräunlich, etwas flaserig, Inoceramen.

Scharfe Grenze (tektonisch leichte Diskordanz ?).

8 a. 5 bis 10 cm glaukonitisch kalkiger, verruschelter Schiefersand mit Belemniten. Schwärzlich.

8. 1 m massige Phosphoritknollenbank mit Kalkknöllchen, *Belemnites minimus*.

Albien s. str.

Einige Meter ohne Aufschluß.

7. 10 m grobkörniger (bis 5 mm), dickbankiger, frisch hellgrauer Quarzsandstein, braun anwitternd. Glimmerreich.

Übergehend in mürben, dünnplattigen, grobglimmerigen Sandstein.

6. 12 bis 14 m dunkelgrauer bis grünlicher, äußerst harter, feinkörniger, Glimmerschüppchen enthaltender, schwach kalkiger Sandstein. Bildet ein Felsriff und spielt morphologisch die Rolle des Brisisandsteins in anderen Profilen.

5. 25 m zäher, ziemlich feiner, etwas glimmeriger, taubengrauer Mergel. Untergeordnete, mehr kalkige Bänke.

4 b. 0.6 m fester Glaukonitsandkalk mit reichlich Belemniten (*cf. minimus*).

4 a. 0.5 m glaukonitisch-sandiger Mergel mit *Haliserites*-ähnlichen Problematicis.

Übergang in

4. 2 m dunkelblaugrauen, braun anwitternden Glaukonitsandkalk.

3. 15 m bröckelige, feinblättrige, dunkelgraue Mergel.

Lüteremergel.

3 m nicht aufgeschlossen.

2. 0.5 m sandiger Kalk, frisch dunkelgrau, größtenteils aus Orbitolinen und Fossildetritus bestehend.

1. 15 m fossilreicher Kalk, zum Teil spätig, zum Teil oolithisch, mit mergeligen Einlagerungen.

Nord.

Das vorliegende Profil scheint eine noch südlichere Fazies als das der Wertachkluse zu besitzen. Echter Schrattenkalk ist überhaupt nicht mehr vorhanden, sondern durch eine Fazies ersetzt, die Reiser auf seiner Karte⁸⁹⁾ als Apt-Mischfazies bezeichnet. Lutteremergel treten auf. Das Gargasien und der Clansayehorizont zeigen gegenüber dem Wertachprofil eine Mächtigkeitsabnahme und auch das Albien s. str. ist äußerst stark reduziert. Immerhin weist das Profil im einzelnen so starke Abweichungen von den Vorarlberger und Schweizer Profilen auf, daß eine sichere Deutung vor Bekanntwerden genauer stratigraphischer Untersuchungen nicht möglich ist und die vorstehenden Bemerkungen und Deutungen mehr den Charakter von Vermutungen tragen.

Noch weiter östlich, am Ostende des Grüntenzuges, ist Schrattenkalk wieder vorhanden. Nach Arnold Heim hat er an der Ruine Eisenberg mindestens 80 m Mächtigkeit und wird von Brisisandstein überlagert. Das sind Faziesverhältnisse vielleicht nördlicher als Grünten-Nord.

Mehr Angaben können leider vor Erscheinen der Reiser'schen Arbeit über die Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge nicht mitgeteilt werden. Es läßt sich aber wenigstens Folgendes feststellen: Während der Grüntenzug im Kartenbild einheitlich in gerader Linie an der Flysch-Molassengrenze verläuft, zeigen die Fazieslinien heute einen ausgesprochen schlangenförmigen Verlauf. Zwischen der Wertach und Pfronten biegen sie am weitesten nach Norden vor, dort gibt Reiser auf seiner Karte Apt-Mischfazies statt Schrattenkalk an. Diese Unregelmäßigkeiten sind wohl nicht primär im helvetischen Kreideschelfmeer vorhanden gewesen, sondern müssen auf die Tektonik zurückgeführt werden. Die Sedimente wurden in späten Phasen der Alpenbildung losgeschürft und am heutigen Alpenrand zusammengestaut. Bei der sehr geringen Breite des Grüntenzuges sind heute bald nördlichere, bald südlichere Elemente aufgeschlossen.

Abgesehen von alledem sind an den Faziesverhältnissen des Grüntenzuges auffällige Abweichungen von den bisher besprochenen Kreidegebieten festzustellen. Es macht die größten

Schwierigkeiten, etwa das ganze Mittel- und Oberkreideprofil des Grüntens-Süd mit einer der uns bisher bekannt gewordenen Fazieszonen zu parallelisieren. Noch größer sind die Hindernisse weiter im Osten des Grüntenzuges. Aus den zum Teil rätselhaften, neue Namen fordernden Schichten (Grüntenschichten, Hachauer Schichten usw.), aus dem abweichenden, den in der Ostschweiz und Vorarlberg gemachten Erfahrungen manchmal widersprechenden Verhalten der einzelnen Schichtglieder in Mächtigkeit und Fazies müssen wir folgern, daß im helvetischen Meeresgebiet nicht nur von Nord nach Süd, sondern auch von West nach Ost, wenn auch sehr viel langsamer, mit wesentlich geringerem „Faziesgefälle“, paläogeographische Verschiedenheiten vorhanden waren.

Ie.

Südbayern, helvetisch.

Mit der Ruine Eisenberg hört der aufgeschlossene Teil des helvetischen Grüntenzuges auf und erst von der Loisach an, nach einer Lücke von etwa 45 km, sind wieder Sedimente sichtbar, die dem helvetischen Schelfmeer entstammen.

Tektonisch zeigt die helvetische Zone Südbayerns gewisse Schwierigkeiten. Meist folgt ihr heutiger Ausbiß allerdings, wie der Grüntenzug, der Flysch-Molassegrenze, aber einige Vorkommen finden sich auch innerhalb der Flyschzone, offenbar unter diesem hervortauchend. Sie machen die Annahme F. F. Hahn's^{48) 49)} sehr wahrscheinlich, daß die Flyschzone auf flacher Überschiebungsbahn auf die helvetische geglitten ist, die Schubfläche nachträglich gefaltet wurde und so fensterartige Entblößungen der (ihrerseits auch nicht mehr autochthonen) helvetischen Unterlage entstanden. K. Boden hat ganz neuerdings diese tektonische Auffassung für das Tegernseer Gebiet weiter erhärtet [²³⁾, S. 17—20]. Bemerkenswert ist dabei, daß in der randlichen helvetischen Zone vorwiegend die jüngsten Glieder der Kreide heute sichtbar sind, in der südlicheren, aus dem Flysch tauchenden Zone dagegen meist Schrattenkalk und Gault.

Zunächst sollen die verschiedenen Aufschlußstellen kurz aufgezählt werden. Leider sind nicht alle paläogeographisch weiter verwertbar, da oft nicht die Andeutung eines Profils erkennbar ist, sondern nur ganz unbeschränkt etwas helvetisches Gestein zutage tritt.

Auch die komplizierte und in den meisten Fällen noch ungenügend bekannte Tektonik bietet Schwierigkeiten. An das in der Ostschweiz geübte Verfahren der Abwicklung ist nicht zu denken und unmöglich ist es daher, die paläogeographischen Rekonstruktionen mit Kilometerzahlen zu belegen.

Schon G ü m b e l⁴⁶⁾ kannte die meisten Vorkommen helvetischer Kreide und trug sie auf seiner Karte 1:100.000 ein. 1912 gibt C. L. L e b l i n g eine ausgezeichnete Übersicht⁷⁵⁾ der bis dahin erschienenen Arbeiten in der Geologischen Rundschau.

Als westlichstes Vorkommen tauchen Gaultschichten inselartig aus dem Murnauer Moos auf. F. F. H a h n hat sie 1914⁵¹⁾ beschrieben. Gault findet sich auch gleich östlich davon bei Grub an der Loisach. Vom Stallauer Eck und Enzenauer Kopf südwestlich Tölz an wird der helvetische Streifen wieder kontinuierlicher [I m k e l l e r⁶⁵⁾]. Es folgen noch westlich vom Tegernsee die Gegend im Süden des Zementwerkes Marienstein [A m m o n¹⁾ 1894, B o d e n²³⁾ 1921] und dann das Gebiet östlich des Tegernsees und um den Schliersee, dessen letzte Bearbeitung von I m k e l l e r in D a c q u é s Arbeit^{[30)}, 1912] vorliegt. Durch I m k e l l e r kartographisch dargestellt, ist es zum Teil noch auf der Karte von F i n k³⁴⁾ Das Vorkommen auf der Westseite der Leitzach (Kaltwasser- und Etzen-Graben) beschreibt I m k e l l e r 1900.⁶⁴⁾ Auf lange Erstreckung zum letzten Male wird die helvetische Kreide dann von F r a a s aus dem Jenbachtal erwähnt.⁸⁵⁾

Wieder beträgt der Zwischenraum über 40 km, der diesen Aufschluß mindestens oberflächlich von dem Bergen—Teisendorfer Kreide-Eocängebiet trennt. Damit sind wir in das Arbeitsgebiet J. B ö h m s und O. M. R e i s' gekommen; B ö h m hat seine Ergebnisse vor allem 1892²⁴⁾ veröffentlicht, R e i s hat das Gelände kartiert und genau bearbeitet.^{87) 88)}

Der Schrattenkalk hat uns schon bisher durch seine Mächtigkeit, den Grad der Vermergelung und seine Oberfläche wertvolle Hinweise auf die Natur des helvetischen Schelfmeeres, auf seine Tiefen- und Küstenverhältnisse gegeben. Ihn wollen wir zunächst verfolgen.

Nachdem wir am Ostende des Grüntenzuges, an der Ruine Eisenberg, Schrattenkalk von der typischen Schweizer und Vorarlberger Ausbildung angetroffen haben, finden wir im Murnauer Moos denselben Horizont in etwas veränderter Fazies

wieder: F. F. Hahn gibt⁵¹⁾ „sicher über 50 m mächtigen, sandigen, schlecht gebankten, bläulichen Kalk“ an. Hornsteinbatzen und Lagen seien lokal angereichert und im hangenden Teil immer etwas Glaukonitgehalt zu konstatieren. Unterlagert werde er von schwärzlichgrauen, geschieferten Mergeln und Mergelkalken, die meines Erachtens das Analogon der Drusbergschichten sind.

Am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf sind nur die später zu besprechenden höchsten Kreidehorizonte sichtbar, diese aber besonders im Schellenbachgraben auch heute gut aufgeschlossen.

Das nächste Vorkommen von Schrattenkalk beschreibt Imkeller³⁰⁾ zwischen Tegernsee und Schliersee und hat es zum Teil auch auf der Finkschen Karte³⁴⁾ eingetragen. Leider fehlt jede Möglichkeit, Mächtigkeiten zu ermitteln, und auch das Liegende des Schrattenkalkes ist nicht festzustellen.

Imkeller³⁰⁾ (S. 35) gliedert den Schrattenkalk in drei Teile:

3. Kalk mit *Alectryonia rectangularis*. Frisch blau, glaukonithaltig, manchmal sehr sandig. Plattige Verwitterung, „eisenschüssig“ (wohl auf den Glaukonitgehalt zurückzuführen, und, wie ich aus dem Verwitterungsprodukt (zäher, ockergelber Letten) folgere, ziemlich tonreich.

2. Schwarzgraue, glaukonitische Schiefer mit *Orbitolina lenticularis*.

1. Kalk mit *Exogyra aquila*, feinkörnig, dicht, hart, grau-blau, Hornsteinzwischenlagen und oben etwas Glaukonit führend. Massige Absonderung, *Rhynch. Gibbsiana* Sow., *Ostrea minus* Coq. Also fazielle Ähnlichkeit mit dem Kalk des Murnauer Moos.

Das ist das letzte uns bisher bekannte Vorkommen von Schrattenkalk und unterer helvetischer Kreide überhaupt. Gümbel^{[46)}, S. 551] gibt zwar nochmals weiter östlich im Kaltwassergraben (Seitengraben des Leitzachtales) untere Kreide und Gault, hier ohne Schrattenkalk, an. Imkeller hat jedoch⁵⁴⁾ nachgewiesen, daß es sich um obere Kreide handelt. Als Ursache für dieses Aufhören unserer Kenntnisse ist aber natürlich kein Aufhören der Schichten selbst anzunehmen, vielmehr sind helvetische, das heißt Schelfmeerschichten vom Alter, wenn auch wohl nicht der Fazies des Schrattenkalkes, auch etwas weiter

östlich abgelagert worden und nur wegen zu geringer Aufschlußtiefe nicht sichtbar.

Sehr auffällige Faziesveränderungen hat der Schrattenkalk gegenüber dem Allgäu durchgemacht. Namentlich der obere Teil ist sandig und tonhaltig geworden. Das entspricht vielleicht Heims Grüntenschichten. Das nördliche Hinterland des helvetischen Meeres scheint hier andere Verhältnisse zu zeigen als im Westen: Es handelt sich wohl um Zeichen für die Annäherung an die Böhmisches Masse. In deren unmittelbarer Nähe ist Schrattenkalkbildung überhaupt nicht erfolgt.

Auch aus den Verhältnissen der mittleren Kreide, des Gault s. l., lassen sich nur ganz allgemeine Folgerungen ziehen. Aus F. F. Hahns Angaben ist lediglich zu entnehmen,⁵¹⁾ daß im Murnauer Moos mittlere Kreide anscheinend in nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit ansteht und *Inoceramus concentricus* und *Belemnites minimus* führt. Noch schlimmer steht es mit Grub an der Loisach, wo Knauer⁶⁹⁾ zwar den Gault kartiert, ihn aber „in einer späteren Arbeit zu beschreiben gedenkt“, einer Arbeit, die bisher noch nicht erschienen zu sein scheint. Der Grünsand vom Stallauer Eck und Enzenauer Kopf, den Gumbel⁴⁶⁾ als Gault kartierte, ist inzwischen längst von Imkeller⁶⁵⁾ als Senon nachgewiesen.

Etwas eingehender sind Imkellers Angaben aus dem Gebiet zwischen Tegernsee und Schliersee.³⁰⁾ Nach ihnen und nach eigenen Beobachtungen, namentlich im Freudenberg-Bahneinschnitt bei Schliersee und am Schwaigerhügel ebendort, läßt sich folgende Tabelle zusammenstellen:

5. Hauptstufe der Seewerschichten. Seewerkalk sehr häufig rot gefärbt.

5. und 4. nach Imkeller noch zu den Seewerschichten gehörend.

4. Unter 1 m: Kalkbank mit glaukonitführenden Knollen, Grundmasse heller Seewerkalk, Knollen besonders an der Peripherie glaukonitreich.

Scharfe Grenze gegen

3. 2 bis höchstens 4 m Hornsteinbank: dunkelgraue, wenig Glaukonit führende Grundmasse, Hornsteinknollen und Wülste. Gut erhaltene Belemniten.

Scharfe Grenze.

2. Obere Gaultstufe.

Sandiges Gestein, grau- bis dunkelgrün, Kalk tritt zurück, überall Schwefelkiesknollen, ungeschichtet. Mangelhafte Belemniten, fossiles Holz (wie bei Murnau) mit Bohrmuscheln. Gewisse Partien im südlichen Steinbruch am Schwaigerhügel, dem Bris sandstein ähnlich.

1. Untere Gaultstufe.

Fester, kalkiger, meist dunkelgrauer Sandstein bis sehr sandiger Kalk. Fossilarm. Ammoniten, Belemniten, Terebrateln, Rhynchonellen, Schnecken, Muscheln, Inoceramen; dicke Austern. Entwickelt sich aus dem oberen Aptienkalk durch reichliche Aufnahme von Sand und Glaukonit.

Die genaue Eingliederung dieser Stufen in das Schweizer Mittelkreideschema ist nicht möglich. Sicher ist aber wenigstens die Kontinuität der Ablagerungen zwischen Schrattenkalk und mittlerer Kreide. Das spricht, für sich genommen, für sehr südliche Fazies. Der Kalkreichtum der unteren Gaultstufe aber vor allem ist eine Erscheinung, die wieder den beträchtlichen Unterschied zwischen der Schweizer und der südbayrischen helvetischen Fazies betont.

Die obere Kreide bis ins Senon wird in Südbayern wie in den westlicheren helvetischen Gebieten repräsentiert durch Seewerkalk und darüber liegende Seewerschiefer in weiterem Sinne, die auch die Heimschen Leiboden- und Teile der Leistmergel mit enthalten. Aus den Kalken nennt Imkeller³⁰⁾ *Inoceramus cf. Cuvieri* Sow., *Ananchytes cf. ovata* Lesk. und weist auf häufig auftretende rote Färbung hin. Ein anderer Name für dieselben Schichten wird in der bayrischen Literatur viel gebraucht. Seewermergel in weiterem Sinne, Seewer- + Leiboden- + Leistmergel Arnold Heims und Nierentaler Mergel in weiterem Sinne bedeuten ungefähr dasselbe und alle drei Namen werden zum Beispiel im Grüntengebiet auch abwechselnd verwendet. Das geht u. a. auch aus der Tabelle D a c q u é s [³⁰⁾, S. 45] hervor. Der Name Seewermergel wird mehr im Westen gebraucht, vor allem dort, wo auch echter Seewerkalk vorkommt. Der Name Nierentaler Mergel mehr im Osten, wo die schlammigen Randsenkensedimente des Senon (und um dieses handelt es sich doch allein) noch flyschähnlicher sind, und von G ü m b e l früher auch zum Flysch gezogen wurden. Oberkreidemergel sind fast an allen oben aufgezählten Punkten Südbayerns nachgewiesen.

Die Nierentaler Mergel in weiterem Sinne (Reis) zerfallen in untere Nierentaler Mergel, graugrüne Mergelschiefer mit schwarzen Flecken und eingelagerten feinsandigen Kalkbänken (also sehr flyschartig!) und rot und grün gefleckte obere Nierentaler Mergel; diese lassen sich außerordentlich weit verfolgen und auch in der Flyschzone und in den nördlichen Kalkalpen mit den dortigen Gosasedimenten verknüpft nachweisen. Sie werden von Reis ins obere Senon gestellt, die unteren Nierentaler Mergel reichen aber tiefer hinab.

Die Nierentaler Mergel Südbayerns und des anschließenden Österreich zeigen nach oben im Gegensatz zu den Leistmergeln der Churfürsten und des Südteiles des Vorarlberger helvetischen Kreidegebietes keinen Übergang in Wildflyschfazies. Vielmehr treten in der höchsten Kreide Südbayerns wenig mächtige, wohl zu gliedernde Horizonte auf, die wieder Beziehungen zum nördlichen Kontinent zeigen und Analogien zu den verschiedenen senonen Grünsanden Nord-Vorarlbergs und des Grüntens darstellen.

Zunächst ist etwa im mittleren Senon der Burgberggrünsand zu nennen, der seinen Namen vom Grüntengebiet trägt, den aber Imkeller⁶⁴⁾ ⁶⁵⁾ auch vom Stallauer Eck (dort nennt er ihn Stallauer Grünsand) und vom Leitzachtal beschreibt. Am Stallauer Eck ist er im oberen Teil als mergelige Grünsandübergangsschicht mit *Belemnitella mucronata* entwickelt. Er ist eine ausgesprochen neritische Bildung mit Bänken von *Gryphaea vesicularis* (zum Teil abgerollt und zerbrochen), auch zerbrochen eingebettete *Belemnitellen* konnte ich finden. Auch dies ist also eine Glaukonitsandbildung, die der zuweilen noch angenommenen größeren Bildungstiefe derartiger Gesteine widerspricht. Ihr Auskeilen nach Süden, also nach dem Gebiet tieferen Wassers und größerer Küstenferne, steht in Einklang mit dem Verhalten sämtlicher bisher besprochener Grünsandsedimente (Reis).

Im westlichen Oberbayern über dem Stallauer Grünsand, im Osten (Bergen—Teisendorf) direkt über den grauen Nierentaler Mergeln, folgen die Pattenauer Mergel. Durch das Vorkommen von *Pachydiscus neubergicus*⁸⁷⁾ werden sie als oberes Maestrichtien fixiert.

Ganz wenig jünger, ebenfalls oberes Maestrichtien, sind die Gerhardsreuter Mergel mit *Scaphites constrictus*; auch ihre Mäch-

tigkeit ist ziemlich gering, etwa 20 m. Sie sind bedeutend sandiger als die Pattenauer Mergel.

Diese Horizonte des Senon [über deren Reihenfolge übrigens noch nicht absolute Einigkeit herrscht: Böhm²⁴⁾ hält Pattenauer und Gerhardsreuter für gleich alt und nur faziell verschieden. Ich möchte mich nach meinen Beobachtungen bei Tölz der Imkellerschen Auffassung (Pattenauer von Gerhardsreuter Mergeln überlagert) anschließen], scheinen an die Gegenwart des Landes im Norden einigermaßen geknüpft zu sein. Nach Süden gehen sie entweder in die feinere, sandärmere und nach Reis fossilfreie Fazies der oberen bunten Nierentaler Mergel über [Bergen—Teisendorf, Reis,⁵⁷⁾ S. 13 ff.] oder werden, was dasselbe ist, durch die oberen Leistmergel = Seewermergel ersetzt [Grünten, Arnold Heim⁵⁹⁾].

Offenbar hat infolge der Meeresregression auch in Südbayern der nördliche Kontinent wieder Einfluß auf die Sedimentation im helvetischen Gebiet gewonnen und Bedingungen geschaffen, die denen der Gaultzeit ähneln.

Daher ist es auch nicht verwunderlich, wenn bei weiterer Regression der höchste Kreidehorizont, die Hachauer Schichten, einen noch gröber sandigen und nach oben noch gröber werdenden Habitus zeigt [Stallauer Eck,⁶⁵⁾ Reis⁸⁷⁾ und ⁸⁸⁾]. Ihr Charakter (Grobsandigkeit, Austern) muß mit Lebling⁷⁵⁾ als litoral bezeichnet werden.

Allerdings herrscht über den Horizont der Hachauer Schicht noch nicht überall Klarheit. Auch er scheint nach Süden in eine küstenfernere Fazies überzugehen [feinsandiger, glaukonitischer Mergel, Reis⁸⁷⁾]. Selbst ziemlich weit im Westen macht sich dieser Horizont in kalkig-sandiger Fazies noch bemerkbar; Reis und Arnold Heim nennen ihn vom Grünten und Reis ist geneigt, auch den Grünsand vom Burgbühl bei Oberstdorf hieher zu stellen.

Über das Alter der Hachauer Schicht ist nur zu sagen, daß sie ihrer Fauna nach nicht Danien sein kann,⁸⁶⁾ eine Annahme, zu der ihre Stellung an der Grenze von Kreide und Tertiär sowie das Vorkommen von *Aturia*, einem sonst nur aus dem Tertiär bekannten Nautiliden, verleiten könnten. Vorläufig wird man die Hachauer Schicht als allerobersten Horizont des Senon ansehen müssen. Sie zeigt die bevorstehende Verlandung im helvetischen Gebiet bereits an. Dann kann es nicht wunder-

nehmen, daß sie im nördlichen Teil der helvetischen Zone Südbayerns fehlt (nördliche Zone von Bergen—Teisendorf, vielleicht auch bei Tölz und Krankenheil, Lebling⁷⁵); nach Rothpletzl. Dort liegt das Untereocän auf Gerhardtsreuter Schichten.

In viel geringerem Maße als die Ostschweiz wurde das helvetische Gebiet Südbayerns in der oberen Kreide dem Einflußbereich der Alpen angegliedert; es erhielt in der Zeit des obersten Senon überall wieder von Norden stammende Sedimente. Man wird daraus Schlüsse auf ein langsames Wandern der Gebirgsbildung in diesem Teile der Alpen ziehen können.

II.

„Helvetische Zone“ in Österreich.

Verfolgen wir den Alpenrand östlich der Salzach weiter, so wird die Eigenart der helvetischen Zone immer undeutlicher. Die untere Kreide ist fast bis Wien nicht mehr nachgewiesen, aber auch kalkige Horizonte der oberen Kreide sind kaum mehr zu erwarten, da, wie man es in Bayern bereits Schritt für Schritt spüren konnte, das nördliche Vorland anderen Charakter angenommen hat. Nicht mehr kalkige, nur wenig Detritus liefernde Schichten bauten das flache, ganz langsam ansteigende Land im Norden auf, sondern ein kristallines Massiv macht sich in den Sedimenten des angrenzenden Meeres bemerkbar. Die böhmische Masse scheint noch in der oberen Kreide, wenn auch zeitweise überflutet (Regensburger Kreideschichten), um ein gutes Stück weiter nach Südwesten gereicht zu haben als heute, wo diese Gebiete unter die östlichen Teile des heutigen Alpenvorlandes (Molasse) hinabgedrückt sind. Die schon mehrfach besprochenen, seit der Mittelkreide am helvetischen Ufer entlang laufenden Meeresströmungen haben den Einfluß des Grundgebirges noch weiter nach Westen hinausgetragen.

Vom Nordufer des Meeres nördlich der Alpen wurden hier im Osten ähnliche tonig-sandige Materialien geliefert, wie vom Südufer. Diese aus Norden stammenden Ablagerungen sind aus Österreich von einigen Stellen bekannt. Nach Lebling^[75], S. 492, Anm.] kommen Pattenauer Mergel bei Mattsee, östlich von Salzburg, vor. Ferner sind wir jetzt durch die Arbeiten

von Jaeger⁶⁷⁾ und Friedl³⁶⁾ recht genau über den Wiener Wald orientiert. Erst hier ist auch wieder untere Kreide vorhanden, wenn auch in ganz „unhelvetischer“ Fazies: In der nördlichen (der Greifensteiner) Zone ist die ganze Kreide in klastischen, der böhmischen Masse entstammenden Sedimenten nachgewiesen, und auch in Oberkreide und Eocän der mittleren Zone (Friedls Wiener Walddecke) ist der gleiche Ursprung der Schlamm- und Sandmassen festgestellt, die hier nur eine feinere Fazies besitzen.

Mit der nördlichen Herkunft des Sedimentmaterials ist nun aber noch lange nicht bewiesen, daß es sich um Schelfmeerablagerungen, wie in der helvetischen Zone im Westen handelt. Das ist nur dann sicher der Fall, wenn die Mächtigkeiten gering, Diskordanzen nicht selten und vielleicht Zyklengliederungen nachweisbar sind. Für die Deutung als „helvetisch“ kommt überhaupt nur die Greifensteiner Zone des Wiener Waldes in Frage, die Gesteine der „Wiener Walddecke“ sind typische Randsenkensedimente (siehe Abschnitt Flyschzone). Es liegt auch noch eine zweite Möglichkeit vor: Das Abtragungsgebiet der böhmischen Masse kann zur Kreidezeit unmittelbar, ohne Zwischenschaltung eines Schelfmeergürtels, an das in steter Senkung begriffene Gebiet der alpinen Randsenke begrenzt haben. Dann muß man alle Gesteine des Wiener Waldes trotz ihrer nördlichen Herkunft als echten Flysch bezeichnen.

In den nebenstehenden beiden Profilskizzen sind diese Möglichkeiten schematisch dargestellt. (Siehe S. 113.)

Auf Grund der bisher vorliegenden Untersuchungen ist es nicht möglich, zwischen den beiden dargestellten Extremen zu entscheiden, ja es ist sogar denkbar, daß im Laufe der zeitlichen Entwicklung die eine Form an die Stelle der anderen getreten ist.

Das Südufer der böhmischen Masse zeigt bei Wien im Gegensatz zu den Verhältnissen im Westen (Ostschweiz, Vorarlberg) seit der Unterkreide eine erstaunliche Festigkeit gegenüber die herandrängenden alpinen Gebirgswellen, gegen das Hinabziehen in die Randsenke. Während der ganzen Kreide- und Eocänzeit ist keine Änderung seiner Lage zu verspüren. Neokom, Gault, Orbitoidenkreide (Oberkreide) und Greifensteiner Sandstein (Eocän) der Greifensteiner Zone im nördlichen Wiener Wald sind in gleicher Weise Seichtwassersedimente. Auch

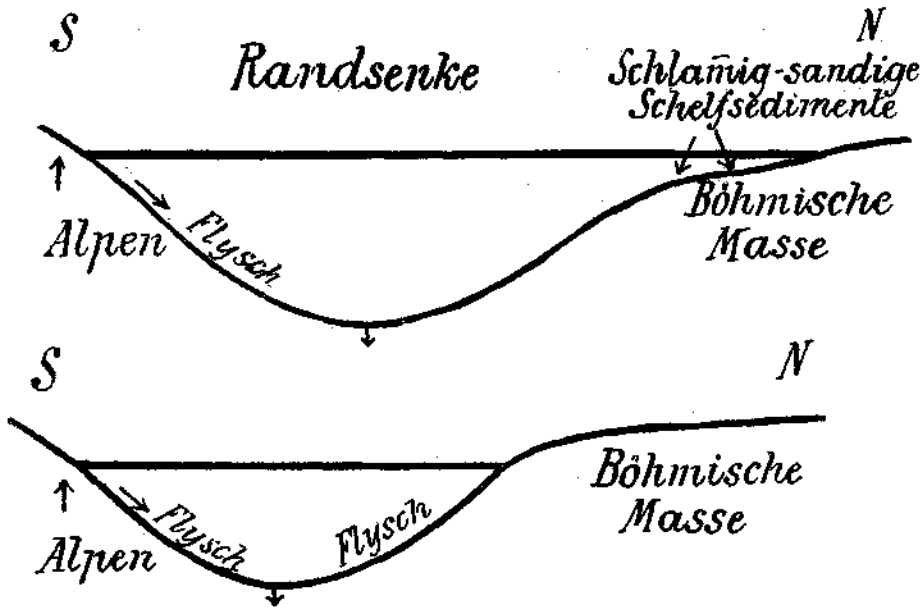


Fig. 2.

später scheinen die Veränderungen nur unbedeutend. Noch heute stehen die kristallinen Gesteine der böhmischen Masse nur wenige Kilometer nördlich des Wiener Waldes an. Und wenn auch die Basalüberschiebungen der Greifensteiner Zone auf die Molasse [Friedl,⁸⁶] S. 68] berücksichtigt werden muß, so ist doch das kretazisch-tertiäre Wandern der Randsenke nach Norden bei Wien als sehr unbedeutend zu bezeichnen.

Aus den Randgebieten der böhmischen Masse hat man viele Sedimente in den westlichen Teilen der helvetischen Zone herzuleiten. Namentlich Sand und Glaukonit der Mittel- und Oberkreide haben hier ihre eigentliche Heimat. Nur durch Strömungen wurden sie an der Küste entlang nach Westen getragen.

Der auffällige starke Gegensatz der Neokomentwicklung in der Greifensteiner Zone bei Wien und in der helvetischen Zone Oberbayerns weist darauf hin, daß beide Sedimente in nicht ungestört miteinander kommunizierenden Meeresgebieten gebildet wurden. In der Mittelkreide wurde durch das Fallen der trennenden Schranke und durch Meeresströmungen ein gewisser Ausgleich geschaffen (siehe auch Abschnitt II und III).

Helvetische Zone.

Zusammenfassung.

Die helvetische Zone ist zunächst eine tektonische Einheit der Ostalpen. Sie ist ihnen durch die gebirgsbildenden Bewegun-

gen des Tertiärs angegliedert worden und liegt, durch die Flyschzone von den nördlichen Kalkalpen getrennt, an oder wenigstens in der Nähe des Molasserandes.

Auch genetisch-faziell ist die helvetische Zone wenigstens seit der mittleren Kreide als Einheit anzusehen, nur bis ins Neokom hat eine trennende Schwelle zwischen westlicheren und den Wiener Wald-Ablagerungen bestanden. Die helvetischen Sedimente entstanden bis in die obere Kreide hinein auf dem sanft nach Süden abgedachten Schelf des mitteleuropäischen Kontinents, der damals noch weiter nach Süden reichte als heute (zum Beispiel in der Schweiz weit über das jetzige Aarmassiv hinaus). Die Schichten bildeten sich zunächst gänzlich unabhängig von der alpinen Gebirgsbildung. Sie zeigen daher alle Eigenschaften einer Serie von Schelfsedimenten: nicht übermäßig große Mächtigkeit, Wechsel von Kalk und klastischen Ablagerungen, Regressionen und Transgressionen, ja sogar kleinere Diskordanzen, kurz Zyklengliederung. Nach Süden zu zeigen die verschiedenen Horizonte Neigung, unter Mächtigkeitsabnahme in bathyale Mergelfazies überzugehen. Namentlich durch die Diskordanz an der Grenze von Schrattenkalk und Gault s. l. wird die nach Süden zunehmende Tiefe des helvetischen Meeres deutlich beleuchtet.

Der Charakter der helvetischen Sedimente wird beeinflusst durch die Beschaffenheit des nördlichen Vorlandes. Im Westen scheint dieses niedrig, von kalkigen Schichten bedeckt gewesen zu sein und wenig Material nach Süden gespendet zu haben. Im Osten dagegen wurde es von der Böhmisches Masse, beziehungsweise deren heute nicht mehr sichtbaren, weil tief begrabenen südlichen Teilen gebildet. Dort waren daher die Einschwenkungen schlammig-sandiger Natur.

In der mittleren Kreide erfolgen wichtige paläogeographische Veränderungen. Eine ungehinderte Verbindung zwischen dem Meere am Südostrand der Böhmisches Masse und den westlicheren helvetischen Gebieten wird geschaffen, die helvetische Zone von Wien bis in die Schweiz wird einheitlich. Durch Ost-West verlaufende Meeresströmungen werden an der Küste entlang Schlamm, Sand und Glaukonit auch nach Westen verfrachtet und so auch den Schichten Vorarlbergs und der Ostschweiz zeitweise einverleibt (mittlere Kreide, oberstes Senon).

Eine fundamentale Änderung der Sedimentationsbedingungen macht sich vom Turon an etwa geltend: der Untergrund beginnt sich kontinuierlich zu senken, und an die Stelle der Schelfmeersedimente treten andere Schichten. Sie tragen zunächst bathyalen Charakter (Seewerkalk, Leibodenmergel), dann macht sich der Einfluß der im Süden aufsteigenden Alpen auf die Sedimentation selbst geltend. Von dort wird immer reichlicher Material geliefert und als sandiger Mergel abgelagert: Seewermergel, Leistmergel oder Nierentaler Mergel. Zum Schlusse gehen in der Schweiz und vielleicht im südlichen Vorarlberg die bereits sehr flyschähnlichen Leistmergel gar noch in Wildflysch über und zeigen dadurch, daß dort wenigstens der Südteil des helvetischen Meeresgebietes im Senon der Flyschzone einverleibt ist.

Im Osten der Ostalpen ist diese Entwicklung nicht so klar zu verfolgen, da eine reinliche Scheidung zwischen den von Norden stammenden, hier schlammig-sandigen Sedimenten und den von Süden stammenden, ebenfalls schlammig-sandigen Randsenkensedimenten der Alpen bisher nur an wenigen Stellen durchzuführen ist. Eine scharfe Trennung zwischen den wenig mächtigen Äquivalenten der helvetischen Zone und dem eigentlichen Flysch ist daher noch nicht möglich. Ja, es ist bei Wien überhaupt noch nicht sicher entschieden, ob in der mittleren und oberen Kreide Raum für eine Schelfmeerzone zwischen der Böhmisches Masse und der alpinen Randsenke vorhanden war, das heißt ob die helvetische Zone hier überhaupt Äquivalente hat.

Die stärkste Ausdehnung erhält die alpine Randsenkensfazies im Senon, unterstützt durch eine offenbar vom Eigenleben der Alpen unabhängige Hebung des Meeresspiegels. Wir finden die Nierentaler Mergel, die etwa dasselbe sind wie im Westen obere Seewermergel (Leistmergel) oder *Couches rouges*, überall weithin vorgreifen. Gleichzeitig sind die sonst Grünsand herbeischaffenden Meeresströmungen außer Tätigkeit gesetzt oder wenigstens verlegt.

Das Randsenkentiefste jedoch war noch nicht so weit nach Norden gewandert, wie man es nach der Verbreitung der eben genannten Schichten annehmen möchte. Das zeigt sich in der allerersten Kreide, wo bei einer in ganz Europa nachweisbaren Senkung des Meeresspiegels, der bekannten Danien-Unter-

eocän-Regression, Teile des helvetischen Ufers wieder vorübergehend zur Geltung kommen und stellenweise Bedingungen schaffen, die denen in der Mittelkreide ähneln (Senon-Grünsande des Allgäu und Oberbayerns, Hachauer Schicht). Daraus läßt sich gleichzeitig die Geschwindigkeit des Gebirgswanderns ablesen. Während im Osten in der Mittel- und Oberkreide und im Eocän nur eine unwesentliche Verlegung des Südrandes der Böhmisches Masse nach Norden stattfand und auch später im Tertiär die Wanderung keinen sehr hohen Betrag erreichte, entfalten sich im Westen ganz andere Geschwindigkeiten. Meeresgebiete, damals südlich des heutigen Aarmassivs, die noch zur Zeit der mittleren Kreide so seichter Schelf waren, daß sie vorübergehend Land werden konnten, sind am Ende der oberen Kreide bereits mit Wildflysch beladen und bilden zur untereocänen Festlandzeit den tiefsten Teil der alpinen Randsenke (kenntlich an der geringsten vormittleocänen Abtragung). Im späteren Tertiär wanderte die Randsenke mit ähnlicher Geschwindigkeit über die heutigen autochthonen Massive hinweg nach Norden weiter.

So sehen wir, am helvetischen Ufer stehend, seit der unteren Kreide eine gesetzmäßige Entwicklung des Alpenkörpers vor sich gehen. Im Anfang liegt das helvetische Gebiet noch gänzlich außerhalb des Einflusses der Gebirgsbildung. Unaufhaltsam jedoch wandert die Gebirgswelle nach Norden, langsamer im Osten, rascher im Westen. Sie beginnt gleichsam mit einem Wellental und zieht das bisherige Kontinentalschelfgebiet hinab in die Randsenke, überschüttet es dann mit Flyschsedimenten und gliedert es schließlich, im Jungtertiär, auch tektonisch und orographisch dem Gebirgskörper an, während andere, nördlicher gelegene Gebiete die Rolle der Randsenke übernommen haben.

II.

Die Flyschzone.

Als zweite Einheit der Ostalpen ist die Flyschzone zu nennen. Sie begleitet den ganzen Rand des Gebirges und liegt im allgemeinen südlich der helvetischen Zone, nördlich der

nördlichen Kalkalpen. Ein scheinbares Eingreifen der Flyschzone in die nördlichen Kalkalpen ist nur im Ennsgebiet und bei Kirchbach an der Pielach zu konstatieren. Auch die helvetische Zone hält sich im heutigen Kartenbild nicht durchgehend im Norden der Flyschzone. In Südbayern finden sich an verschiedenen Stellen [vielleicht Högelwörth bei Teisendorf, was man aus der Reisschen Arbeit,⁸⁷⁾ S. 88 und Karte, entnehmen kann, Leitzachtal, Gebiet westlich vom Schliersee, Gegend des Murnauer Mooses] helvetische Kreide- und Eocänschichten unter dem Flysch fensterartig hervortauchend. Im Allgäu, westlich der Iller, gabelt sich die Flyschzone endgültig in zwei Hauptarme, die nördlich und südlich vom Vorarlberger helvetischen Gebiet verlaufen. Hier treten namentlich im nördlichen Streifen noch mehrfach die bereits geschilderten Klippen auf.

Obwohl nun der Kontakt zwischen Flyschzone und helvetischer Zone einerseits und Flyschzone und nördlichen Kalkalpen andererseits an verschiedenen Stellen ganz verschiedene Wertigkeit besitzt (was weiter unten besprochen werden soll), so muß man doch die Flyschzone als Einheit wenigstens in sedimentpetrographischem Sinne bezeichnen. Überall wird sie aufgebaut von einer mehrere Kilometer mächtigen, im einzelnen sehr wechselvollen, im großen aber eintönigen und überdies äußerst fossilarmen Schichtserie. Schiefer, Mergel, Sandkalke, Kieselkalke, Sandstein, Konglomeratlagen wechseln unendlich oft, meist aber ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit miteinander ab. Nur die Wildflyschfazies verdient besondere Hervorhebung.

Alle diese Gesteine bilden ein oft fein gefaltetes Schichtpaket, das meist niedrige, stets schlecht aufgeschlossene Höhenrücken aufbaut.

Der Flysch zeigt vielfach Merkmale einer Ablagerung in seichtem Wasser (Wellenfurchen, Kriechspuren, Algenreste und Trockenrisse). Seine große Mächtigkeit und sein klastischer Charakter verlangen aber dauernde Senkung seines Bildungsraumes, wie dauernde reichliche, schlammig-sandige Materialzufuhr, die es höchstens vorübergehend und lokal zu größeren Meerestiefen kommen ließ.

Beide Voraussetzungen sind unbedingt nötig: Ist die erste dieser Bedingungen nicht erfüllt, so kommt es zwar auch zur Bildung von Sandsteinen, Tonen, Mergeln, Konglomeraten usw., aber die Schichtserie wird relativ geringe Mächtigkeit sowie nicht

selten Diskordanzen, ja höchstwahrscheinlich zyklenartige Gliederung zeigen, wie sie zum Beispiel Klüpfel aus dem Lothringer Jura beschreibt. Das Gesamtbild wird etwa dem des germanischen Keupers gleichen. Fehlt es an Materialzufuhr, so wird trotz dauernder Senkung ebenfalls kein Flysch entstehen können, sondern es werden geringmächtige, feinmergelige, bathyale, ja vielleicht abyssale Schichten sedimentiert werden.

Als Ursprungsort für das Sedimentmaterial des Flysch kommt in erster Linie ein dauernd in raschem Steigen begriffener, daher der Abtragung stark unterworfenen Krustenstreifen in Frage. [Siehe auch Arbenz,¹⁵⁾ S. 259 ff.]

Kurz, der Flysch ist der Typus des einem stetig aufsteigenden Kettengebirge korrelaten, in der stetig sinkenden Nachbarschaft angehäuften Sedimentes. Ob, wie Zuber¹¹¹⁾ aus seinen Beobachtungen im Orinokodelta folgert, auch tropisches Klima Vorbedingung der Flyschbildung ist, ist nicht sicher. Rote Schiefer in der Flyschserie deuten jedoch auf klimatische Verhältnisse in den Alpen, die von den heutigen abweichen.

Viel enger als der Flysch im allgemeinen scheint die Wildflyschfazies an die direkte Nachbarschaft des emporsteigenden Kettengebirges und obendrein an Zeiträume besonders lebhafter gebirgsbildender Bewegung [Arbenz,¹⁵⁾ S. 262] geknüpft zu sein.

Über diese ganz eigenartige Lagerungsform großer und kleinerer, zum Teil exotischer Blöcke in bestimmten Zonen des Flysch kann bisher nichts Abschließendes gesagt werden. Geyer stellt⁴²⁾ das bis dahin Bekannte zusammen, Arnold Heim, der⁵⁸⁾ S. 104 bis 111, die Frage der Wildflyschentstehung ausführlich diskutiert, erklärt für bisher unwiderlegt nur die Hypothesen:

1. Von A. Favre, Escher, E. Sueß und Schardt: Verfrachtung der Blöcke durch Gletscher oder Treibeis ins Flyschmeer.

2. Seine eigene: Die exotischen Blöcke sind eingewickelter Oberflächenschutt des noch nicht überschobenen Flyschlandes. Aber auch hier muß er Eis zu Hilfe nehmen, um den Schutt als Moränen auf dem Flyschland auszubreiten.

Arnold Heim bezeichnet selbst beide Hypothesen als unbefriedigend und in der Tat stehen beide in Widerspruch mit den klimatischen Verhältnissen der in Frage kommenden geo-

logischen Zeiträume, die zweite auch mit der bisher nicht angezweifelten marinen Entstehung des Flysch.

Vielleicht könnte man zur Erklärung unterseeische Rutschungen [siehe Horn⁶²] heranziehen, noch wahrscheinlicher ist mir aber eine Art submarinen Gekrieches, das am relativ steilen unterseeischen Gebirgshang grobes und feines Material durcheinander von der Küste fort in größere Meeres-tiefen schaffte. Der Böschungswinkel braucht nach den Erfahrungen über subaërisches Gekriech gar nicht übermäßig groß zu sein, zumal da die Durchfeuchtung eine vollständige war. Fließspuren, die von vielen Stellen aus dem Flysch bekannt sind, scheinen diese Auffassung zu bestätigen.

Wie gesagt, ist als Sedimentspender in ganz überwiegendem Maße das Kettengebirge, in unserem Falle also die Alpen, prädestiniert. Aber naturgemäß wird auch von anderer Seite, falls das Gegenufer nahe und hoch genug war, dem im Norden der Alpen liegenden Meer Sedimentmaterial zugeführt worden sein. Es wird aber, wenn es sich nicht schon durch andere Beschaffenheit abhebt, durch beträchtlich geringere Menge gegenüber dem dem Gebirge entstammenden Material in den Hintergrund treten. Die Gegenden, die fast während der ganzen Kreidezeit ihr Sedimentmaterial von Norden bezogen und bis in die obere Kreide keine kontinuierliche Senkung erlitten, sind unter dem Namen „helvetische Zone“ bereits abgetrennt und ausführlich besprochen worden.

Sind so ganz im allgemeinen die Entstehungsbedingungen des Flyschs dargetan, so bedarf es zum Zwecke paläogeographischer Rekonstruktionen noch genauer stratigraphischer Untersuchungen.

Wie bereits betont, werden diese namentlich durch die Fossilarmut stark erschwert. Immerhin ist das Alter des nördlichen Vorarlberger Flyschzuges genau bekannt. Durch seine Unterlagerung durch Nummulitenschichten, die ihrerseits wieder der helvetischen Kreide transgressiv auflagern, ist er als mittlereocän und jünger festgelegt. Der südliche Vorarlberger Flyschzug ist nun mit dem nördlichen durch einige von Osten ins Kreidegebiet hineingreifende Flyschzungen sowie das mitten im Kreidegebiet erhaltene Flyschvorkommen von Bizau unlösbar verknüpft. Es ist nicht angängig, diesen südlichen Flyschzug mit F. F. Hahn durch eine Überschiebungslinie erster Ordnung von

der helvetischen Kreide und den nördlichen Flyschvorkommen zu scheiden. Der Überschiebungskontakt zwischen südlichem Flyschzug und helvetischer Kreide, den Mylius annimmt, kann (auch nach seinen eigenen Angaben), wenn er überhaupt vorhanden ist, nur geringe Schubweite und geringe Bedeutung haben. Mylius läßt diese Überschiebung bald an der Flysch-Kreidengrenze, bald innerhalb der helvetischen Kreide verlaufen [⁸¹], Tafel 11].

Trümpy sieht zwar den südlichen Vorarlberger Flysch „im großen ganzen als selbständige Decke“ an, ohne jedoch für diese Anschauung Gründe anzugeben oder den „exotischen“ vom helvetischen Flysch irgendwie trennen zu können [¹⁰⁷], S. 99]. Auch eine Fazies, die auf Kreide schließen ließe, sei bisher nicht bekannt. Bei Oberstdorf ist eine Überschiebung zwischen Flysch und Kreide nicht anzunehmen, (eine Auffassung, die mir auch Dr. Richter-Bonn gelegentlich eines Gesprächs bestätigte), namentlich, da Arnold Heim an der Walserschanz sogar einen stratigraphischen Übergang des helvetischen Senon in Flysch wahrscheinlich gemacht hat.⁵⁹) Der südliche Vorarlberger Flysch gehört zum allergrößten Teil dem Tertiär an. Nur die tiefsten Partien könnten, wie in der Churfirstengruppe, noch in die oberste Kreide herabreichen; wenigstens dort, wo sie nicht, wie es bei Feldkirch der Fall zu sein scheint, von helvetischen Nummulitenschichten unterlagert werden.

Ein ähnlich junges Alter besitzen die Flyschmassen südlich des Grüntes. An ihrer Basis liegt das nummulitenführende Eocän von Sonthofen und im Wildflysch von Hündelang konnte ich Gerölle von Seewerkalk entdecken.

Über die Herkunft der schlammig-sandigen und konglomeratischen Komponenten des Flyschs überhaupt hat lange Zeit Unklarheit geherrscht, namentlich da Gesteine vorkommen, die „exotisch“, das heißt heute in der näheren Nachbarschaft bestehend so gut wie unbekannt sind. So konnte die Theorie des „vindelizischen Gebirges“ entstehen (Escher, Studer, Gumbel usw.), eines heute nirgends mehr sichtbaren, im Norden der helvetischen Zone vermuteten, jetzt unter die Molasse versenkten kristallinen Gebirgsrückens. Es kann heute kein Zweifel mehr bestehen, daß die Theorie in dieser Form falsch ist. Ein derartiges kristallines Massiv hätte schon die helvetische Kreide in ihrer faziellen Entwicklung grundsätzlich beein-

flußt und ganz andere Sedimente, nämlich solche, wie in der nördlichen Zone des Wiener Waldes, entstehen lassen.

Vielmehr stammen die Sedimente des Ostschweizer, Allgäuer und Vorarlberger Flyschs vom Wildflysch an sämtlich von Süden. Es kommen vor allem nördliche, heute zum Teil durch Überschiebungen verdeckte Teile der Alpen in Frage, jene Gegenden, die in Abschnitt III noch ausführlich besprochen werden sollen und in denen auch kristalline Gesteine der Abtragung unterworfen waren.

So kommt es, daß die Oberkreidegesteine zwischen Alpen und helvetischer Küste ein grundverschiedenes Aussehen zeigen, je nachdem sie zum nördlichen oder südlichen Ufer Beziehungen haben. Selbst wenn der ganze Sedimentationsraum wie in der oberen helvetischen Kreide die sinkende Tendenz der Randsenke angenommen hat, zeigen sich diese Unterschiede noch: Das nördliche, niedrige Ufer war nicht imstande, Flysch entstehen zu lassen. Daher finden sich in seinem Einflußbereich nur relativ geringmächtige, bathyale Schichten, wie die Leibodenmergel.

Mit dem Fortschreiten der Gebirgsbildung wanderte nun die hier ausschließlich an die Gebirgsnähe geknüpfte Flysch-, insbesondere Wildflyschfazies nach Norden und trat an die Stelle der von ihr grundverschiedenen bisherigen Gesteine. Aus diesem einseitigen Verhältnis lassen sich die Fortschritte der Orogenese namentlich in oberster Kreide und im Alttertiär wunderbar ablesen (siehe auch Teil I).

Die heute sichtbaren Flyschsedimente Vorarlbergs und des Allgäu zeigen hauptsächlich die Lage der alpinen Randsenke im Eocän an und sind für unsere Untersuchungen folglich nicht unmittelbar verwertbar. In anderen Teilen der Alpen aber, namentlich weiter nach Osten, besitzen die Flyschgesteine ein anderes Alter. Arnold Heim⁵⁶⁾ versucht zwar, ausgehend von seinem Spezialgebiet, den Namen „Flysch“ auf alttertiäre Schichten zu beschränken. Nichts berechtigt aber, auch alle anderen genetisch-faziell mit dem Schweizer Flysch übereinstimmenden, den Ostalpenrand begleitenden Sedimente entweder ebenfalls ins Tertiär zu stellen oder ihnen den Namen „Flysch“ zu entziehen.

Einigermaßen geklärt, wenn auch von Allgäu und Vorarlberg grundsätzlich abweichende Verhältnisse findet man in der Flyschzone erst beträchtlich weiter im Osten wieder. Typisch

sind in jeder Beziehung die Zustände des mittleren Oberbayern. Von ihnen soll zunächst gehandelt werden. Nach den Untersuchungen von F. F. Hahn^{48) 49) 51)} und den ganz neuen Beobachtungen von K. Boden²³⁾ wird dort die helvetische Zone von der Flyschzone durch eine Überschiebungslinie erster Ordnung getrennt. Die Flyschzone ist von Süden auf die helvetische Zone aufgeschoben und beide sind dann gemeinsam, wenn auch in verschiedenem Ausmaße, noch weiter in Falten gelegt. Auf der Südseite ist die Flyschzone ihrerseits wieder von den nördlichen Kalkalpen überschoben. Namentlich im Gebiet von Tegernsee und Schliersee ist diese Gesetzmäßigkeit des Baues gut ausgeprägt und auch durch das Bohrloch von Wiessee [Hintz⁶⁹⁾] bestätigt worden. Dort traf man unter 500 m Flysch roten Kalk, den Lebling^{[75)}, S. 503] als Seewerkalk, also helvetisch, deutet. An der Basis der Flyschüberschiebung wies Boden²³⁾ die exotischen Dürnbachbreccien nach. Sie bestehen aus Diabasen, schwarzen phyllitischen Tonschiefern, Kalken, quarzitischen Sandsteinen, Graniten und anderen Eruptivgesteinen und „zeigen keinerlei Beziehungen zu Flysch oder helvetischer Kreide“. Sie sind meines Erachtens als sedimentäre, später noch weiter tektonisch verschleppte Derivate jenes in Teil III zu besprechenden Rückens anzusehen.

In Oberbayern ist auch eine stratigraphische Gliederung des Flysch gelungen. Es werden unterschieden eine Mergel-, Kieselkalk- („hydraulische“) und eine Sandsteingruppe, zwischen denen bei Tegernsee zuerst durch Fink³⁴⁾ die „rote Zwischenschicht“ nachgewiesen wurde. Es handelt sich um einen ausgeprägten, wenn auch wenig mächtigen Horizont ziegel- bis kirschroter Schiefer, den auch Dacqué auf seiner Karte ausgeschieden hat. Nach F. F. Hahn⁴⁸⁾ treten außerdem an der Grenze stets charakteristische Sandsteine und Konglomeratbänke auf.

Über die genaueren stratigraphischen und Altersverhältnisse hat lange Zeit völlige Unklarheit geherrscht. Während Fink³⁴⁾ und Dacqué-Imkeller³⁰⁾ die Zementmergel-Kieselkalkgruppe als die tiefere, die Sandsteingruppe als die höhere ansehen, hält F. F. Hahn⁴⁸⁾ die umgekehrte Reihenfolge für wahrscheinlicher. Dabei gibt er aber die Möglichkeit einer tektonisch inversen Lagerung des ganzen Flyschkomplexes in Südbayern als möglich an.

K. Boden²³⁾ setzt sich wieder mit überzeugenden Argumenten für die Reihenfolge: Zementmergel — Kieselkalk unten, Sandsteingruppe oben, ein.

Schließt man sich dieser Auffassung an, so bleibt immer noch die Altersfrage ungeklärt. Dabei ist besonders die Mahnung Leblings⁷⁵⁾ zu beherzigen, daß Fossilien nur für die nächste Umgebung des Fundortes, keinesfalls aber für die ganze Erstreckung der Ostalpen beweisende Kraft haben.

Im Gebiet von Tölz—Tegernsee—Schliersee sind mehrfach im Flysch *Inoceramen* und andere Kreidefossilien gefunden worden. Der westlichste stammt vom Blomberg. Diese Funde beschränken sich aber nach Boden^{[23)}, S. 19, Anm. 1], soweit sie nachzuprüfen sind, auf die Zementmergel-Kieselkalkgruppe. Es liegt daher kein Grund vor, mit F. F. Hahn den ganzen Flysch (auch die Sandsteingruppe) in die Kreide zu stellen oder gar diese Auffassung weit im Westen auf Flyschgebieten anzuwenden, in denen bisher noch nie ein *Inoceramus* gefunden worden ist (zum Beispiel südlicher Vorarlberger Flyschstreifen). Ebenso unberechtigt ist es aber, in Oberbayern auf Grund der tektonisch bedingten Überlagerung des dortigen helvetischen Senon durch den Flysch die ganze mächtige Flyschserie [Böhm²⁴⁾] oder wenigstens die Zementmergel-Kieselkalkgruppe des Flysch in den kurzen Zeitraum des Danien hineinzupressen. Namentlich widerspricht dieser von Daegué auch in einer Tabelle dargestellten Auffassung^{[30)}, S. 45] die bei Tölz und bei Bergen-Teisendorf in verschiedenen einwandfreien Profilen nachgewiesene stratigraphisch-transgressive Überlagerung des helvetischen Senon durch mitteleocäne Nummulitenschichten, welche dazwischen naturgemäß keinen Raum mehr für den Flysch läßt.

Zweifelloos hat der südbayrische Flysch unmittelbar nichts mehr mit der helvetischen Kreide zu tun. Er befindet sich vielmehr nur in tektonischem Kontakt mit ihr. Entstanden ist er weiter im Süden und unter anderen paläogeographischen Bedingungen. Eine stratigraphische Klärung kann nur aus ihm selbst heraus erfolgen.

Einstweilen möchte ich folgende Deutung vorschlagen:

Der Flysch von Tölz, Tegernsee, Schliersee vertritt in seiner Zementmergelgruppe bedeutende Teile der oberen Kreide. Wie

weit er hinab- und hinaufreicht, kann nicht genau festgelegt werden.

Die rote Zwischenschicht möchte ich als Zeichen stärkerer Verlandung in den Alpen einerseits und dem helvetischen Gebiet anderseits ansehen. Sie stellt entweder das zeitliche Äquivalent der Periode des Böhnerzfestlandes dar, vielleicht entspricht sie aber den oberen (bunten) Nierentalern, zwei Deutungen, die nur unwesentlich voneinander abweichen. Die darüber folgende Sandsteingruppe des Flysch wäre ins Eocän zu stellen.

Nach Fertigstellung dieses Abschnittes finde ich für die vorliegende Deutung eine gute Parallele im mittleren Faziesgebiet des Wiener Waldes, demjenigen, das Friedl³⁶⁾ als Wiener Walddecke bezeichnet (siehe unten).

Darüber, daß der Flysch Oberbayerns nur in der sinkenden alpinen Randsenke sich zu so kolossalen Mächtigkeiten aufhäufte, konnte kein Zweifel sein. Die Frage der Herkunft seines Materials berührt seine Natur nicht grundsätzlich, muß aber ebenfalls erörtert werden. Auch in den Konglomeraten des bayrischen Flysch kommen exotische Gerölle vor, und da es hier viel schwieriger ist als weiter im Westen, ihre Heimat zu ermitteln, so ist es kein Wunder, daß in der bayrischen Literatur das lang begrabene vindelizische Gebirge auch in der jüngsten Zeit mehrfach wieder sein Haupt erhoben hat [Dacqué,³¹⁾ S. 212, ³⁰⁾]. Leider fehlen bisher genaue petrographische Untersuchungen der Gerölle im Flysch. Immerhin ist der südliche Ursprung des oberbayrischen Flyschmaterials ziemlich sichergestellt. Wie sein Heimatgebiet aussah, soll in Teil III besprochen werden. Heute sind gerade in Oberbayern von diesem, dem Rumunischen Rücken, auch in Form von Klippen keine Bestandteile zugänglich, zur Flyschzeit müssen jedoch auch hier noch Gesteine des tieferen Untergrundes der Abtragung ausgesetzt gewesen sein. Sonst wäre die schlammig-sandige, relativ kalkarme Ausbildung des Flysch undenkbar.

Bisher ungelöst ist nun aber das widerspruchsvolle Verhalten der beiden bisher besprochenen Flyschgebiete in tektonischer und stratigraphischer Hinsicht.

Die Gegensätze sind in der Tat einschneidend. Im Allgäu und Vorarlberg stratigraphisch der helvetischen Kreide auflagernder Flysch des Alttertiär, in Oberbayern tektonisch

auf helvetischer Kreide aufgeschobener Flysch, von dem beträchtliche Teile sicher kretazisches Alter haben. Leider fehlen aus dem kritischen Grenzgebiet (weitere Umgebung des Lech- Austrittes aus dem Gebirge) bisher noch genauere stratigraphische Untersuchungen des Flysch. Die aus Oberbayern bekannte Zweiteilung des Flysch in Zementmergel- und Sandsteingruppe ist nach Westen nur bis zum Murnauer Moos verfolgt worden [F. F. Hahn⁵¹]. Dann verliert man längere Zeit den Boden unter den Füßen und erst im Süden des Grüntens zeigt der Flysch von Sonthofen—Hindelang wieder klarere Verhältnisse, die aber nunmehr ganz dem Allgäu-Vorarlberger Typus entsprechen.

Eine Deutung, die den komplizierten Verhältnissen, soweit sie bis jetzt bekannt sind, einigermaßen gerecht wird, ist vielleicht die folgende: Die Fortsetzung des oberbayrischen, zum großen Teil kretazischen Flysches ist im Allgäu-Vorarlberger Gebiet südlich der heute sichtbaren Flyschstreifen zu erwarten. Ebenso wie in der Ostschweiz ist nämlich als Folge der in Kreide und Tertiär nach Norden voranschreitenden Gebirgsbildung mit Arnold Heim das Gesetz aufzustellen: „Je weiter südöstlich, beziehungsweise südlich die Flyschzone, um so früher setzt die Wildflyschzone ein und um so tiefer beginnen die exotischen Einschlüsse“ [56], S. 188]. Im autochthonen helvetischen Gebiet tritt der Wildflysch erst im obersten Lutétien auf, in den höchsten helvetischen Decken (Churfirstengruppe, vielleicht auch stellenweise in Vorarlberg) greift er sogar noch ein wenig ins Senon hinab.

Es ist aus diesem gesetzmäßigen Verhalten mit Sicherheit zu folgern, daß noch weiter südlich, das heißt unter den heute darauf geschobenen kalkalpinen Schubmassen, der prozentuale Anteil der Kreide am Flysch weiter wächst und schließlich Beträge erreicht, die denen Oberbayerns entsprechen.

Wie nun im Gebiet des Lech dieser, in Vorarlberg nicht sichtbare Flyschstreifen allmählich unter den Kalkalpen nach Norden hervortaucht, sich, ohne daß bisher eine Grenze aufgefunden wäre, an die Stelle des rein tertiären Flysches setzt und die helvetische Zone überschreibt, das sind tektonische Fragen, zu deren Diskussion hier nicht der Ort ist. Vielleicht würde das Verfolgen und Aufspüren von Gesteinen mit basischen Eruptiven (wie Bodens Dürnbachbreccien) auch sie ihrer

Lösung näher bringen. Diese Gesteine scheinen nämlich für die Grenzföhrung zwischen helvetischer und Kreideflyschzone wichtig.

Einen ganz ähnlichen Wechsel wie zwischen dem Allgäu und Oberbayern kann man beobachten, wenn man von Tegernsee—Schliersee aus die Flyschzone weiter nach Osten verfolgt.

Wieder tritt allmählich und unmerklich ein älterer Streifen der Flyschzone ins Gesichtsfeld.

Als Typus der nun herrschenden Entwicklung kann der, namentlich von Fugger und Kastner studierte Salzburger Flysch gelten.^{37) 39)} Den Schlüssel zur Lösung der stratigraphischen Fragen bilden hier die Nierentaler Mergel. Schon westlich der Salzach (Bergen—Teisendorf) treten, den Flysch normal überlagernd, beziehungsweise das jüngste Glied der Flyschserie bildend, die obersenenen Nierentaler Mergel auf. (Am Zementsteinwerk Marienstein scheint es sich um tektonischen Kontakt zwischen Flysch und Nierentalern zu handeln [Boden³⁵⁾]). Sie finden sich auch in der helvetischen Zone und wurden daher bereits im Abschnitt I als ziemlich identisch mit den Seewermergeln und *Couches rouges* beschrieben. Östlich der Salzach bestätigen sich diese Lagerungsverhältnisse.

Nach Fugger treten vor allem am Nordrand, aber auch am Südrand der Flyschzone Nierentaler Mergel im Hangenden des Flysch auf. Ihrerseits werden sie wieder von Nummulitenschichten des Eocän überlagert. Daß aber auch mitten im Flyschgebiet Äquivalente der Nierentaler Mergel nicht fehlen, geht aus dem von Fugger³⁹⁾ zitierten Fund Kastners hervor. Dieser fand in Bergheim, nördlich von Salzburg, einen *Pachydiscus Neubergicus Hauer*, das Leitfossil des oberen Maestrichtien. Der Flysch selbst enthält bei Salzburg (besonders Muntigl) nicht übermäßig selten Inozeramen, die allerdings bei der Unsicherheit der Paläontologie dieser Tiergruppe für genauere Horizontierung noch kaum verwertbar sind.

Diese Umstände bestätigen die Ansicht aller Geologen, die bei Salzburg gearbeitet haben, nämlich, daß im Salzachgebiet der ganze Flysch älter als Obersenen, daß er oberkretazisch ist. Es fehlt also die noch im mittleren Oberbayern vorhandene tertiäre Komponente.

Die tektonische Stellung des Salzburger Flysch ist noch nicht ganz geklärt. Man wird aber annehmen dürfen, daß auch dieser Teil der Flyschzone auf langer Schubbahn nach Norden gegliitten ist. Auch die stratigraphischen Verhältnisse sprechen für diese Annahme. Der Salzburger Flysch hat ein rein kretazisches Alter; er wurde also gebildet, als die alpine Randsenke noch nicht weit nach Norden gewandert war, noch etwas weniger als zur Zeit der Bildung des oberbayerischen Flysch und dürfte seine heutige Lage daher tektonischen Ereignissen der Tertiärzeit verdanken.

Ein dritter Teil der Flyschzone, der jetzt in stratigraphischer und tektonischer Beziehung hinreichend geklärt ist, um eingehende paläogeographische Schlußfolgerungen ziehen zu können, ist der Wiener Wald. Von dort liegen die beiden modernen Arbeiten von Jäger 1914⁶⁷⁾ und Friedl 1921³⁶⁾ vor. Nach ihnen zerfällt die Flyschzone in drei fazielle und tektonische Einheiten, aus denen sich Gestalt und Geschichte des Meeres zwischen Alpen und böhmischer Masse ablesen läßt.

1. Am Nordrand, die Molassezone mit einem Überschiebungskontakt berührend, die Greifensteiner Zone. In ihr handelt es sich während der ganzen Kreide und des Eocän um schlammig-sandige Seichtwasserbildungen, die am Rand und aus den Abtragungsprodukten der böhmischen Masse gebildet wurden.

2. In der alpinen Randsenke selbst entstanden die Schichten der zweiten Zone, die von Süden etwas auf die Greifensteiner Zone aufgeschoben, von Friedl „Wiener Walddecke“ genannt worden ist. Sie besteht aus Oberkreide („Inoceramenschichten“, petrographisch auch nach Paul identisch mit dem Salzburger Flysch) und „Glaukoniteocän“, die vielleicht durch eine leichte Diskordanz getrennt werden. An der Grenze von Kreide und Eocän treten bunte Schiefer auf, die von Friedl den Nierentaler Mergeln gleichgestellt werden. Meines Erachtens zeigen sie außerdem in ihrer Stellung zwischen der kieselkalkreichen Kreideserie und dem sandigen Eocän eine auffällige Übereinstimmung mit der „roten Zwischenschicht“ im Flysch von Tegernsee—Schliersee, die ebenfalls zwischen kretazischer Kieselkalkserie und Sandsteinserie liegt. Das stützt wesentlich die für dort vorgeschlagene Deutung des Flyschprofils.

Die Gesteine der „Wiener Walddecke“ sind typischer Flysch, haben aber eine feinere, auf größere Meerestiefe und Land-

ferne deutende Fazies, als die der Greifensteiner Zone. Auch sie bezogen, wie Friedl überzeugend aus der Verteilung der Korngröße folgert, ihr Sedimentmaterial von Norden, eine Tatsache, die natürlich mit dem Charakter eines auf kontinuierlich sinkenden Untergrund entstandenen, alpinen Randsenkensediments durchaus nicht im Widerspruch steht.

Eine Überschiebung von bedeutender Förderlänge, die auch die faziellen Übergänge heute dem Blick entzogen hat, trennt die soeben besprochene Zone von einer dritten:

3. „Klippendecke“ Friedls. Die Schichtserie greift bis ins Rhät hinab, umfaßt den Jura und das Neokom in Form heller Aptychenkalke. Dieses Neokom, das samt den älteren Schichten nur in Gestalt räumlich begrenzter „Klippen“ an der Basisüberschiebung der Klippendecke erhalten ist, wird nun transgressiv von der „Seichtwasserkreide“ überlagert. Unter Seichtwasserkreide versteht Friedl petrographisch wohl charakterisierte Sandsteine (mürb und leicht verwitternd) mit Einlagerungen von bunten Schiefen und Pikrit. Fossilien sind teils pflanzlicher, teils tierischer Natur und geben der „Seichtwasserkreide“ ein oberkretazisches (Senon—Turon) Alter. Eocän fehlt.

Dieser Teil des Kreideflysches zeigt andere Herkunft seines Sedimentmaterials, als die beiden ersten. Friedl weist nach, daß es aus Süden stammte und daß das Ablagerungsgebiet der Seichtwasserkreide nach Süden zu immer noch seichter wurde.

Erneut muß nun eine Brücke über schlecht bekannte Teile der Flyschzone, von Wien nach Salzburg und Oberbayern geschlagen werden. Es macht leider auch heute noch die größten Schwierigkeiten, eine genaue Parallelisierung der Flyschmassen Salzburgs mit einer der drei im Wiener Wald aufgestellten tektonischen Einheiten durchzuführen. Zwischen dem Flysch Südbayerns und der Wiener Walddecke Friedls scheinen auffällige stratigraphisch-fazielle Übereinstimmungen zu bestehen (s. o.). Auch der Umstand, daß das Material im Westen von den Alpen, bei Wien von der böhmischen Masse abzuleiten ist, ist für die tektonische Parallelisierung kein unüberwindliches Hindernis. Friedls Anschauung, daß die westliche Fortsetzung seiner „Wiener Waldzone“ „in der ganzen nordalpinen Flyschzone das wichtigste und oft einzige tektonische Bauelement darstelle“, scheint somit einigermaßen gesichert. Dann muß man aber das Äquivalent der „Greifensteiner-Zone“ nicht ebenfalls

im bayrischen Flysch, sondern in der helvetischen Zone Südbayerns suchen. Die südlichsten Teile der Flyschzone zwischen Salzburg und Wien sind nach Friedl [36], S. 73 ff.] die Äquivalente der Wiener Klippendecke. Sie dürften ihr Material ebenfalls von Süden bezogen haben, jedoch nicht aus kalkalpinem Nährgebiet (Genaueres siehe Abschnitt III). Hiezu scheint auch das zu gehören, was Paul⁸⁹⁾ auf den verschiedenen Blättern der österreichischen Spezialkarte als „Neokomflysch“ kartiert hat. Geyer hat festgestellt, daß wenigstens dieser Neokomflysch eine Mischkartierung aus Oberkreideflysch und anderen Gesteinen ist [44], S. 68].

Nachdem nunmehr die Stratigraphie der Flyschzone nach Möglichkeit genau besprochen ist, erscheint es angebracht, noch einmal kurz die Teile dieses Bauelementes der Alpen zusammenzufassen, in denen Sedimente aus der mittel- und oberkretazischen Randsenke vorliegen:

1. Südlichster Flysch Vorarlbergs: vielleicht noch bis in die oberste Kreide hinabreichend.

2. Oberbayrischer Flysch: Wahrscheinlich zum Teil oberkretazisch (Zementmergel-Kieselkalkgruppe), zum Teil eocän.

3. Flysch des Salzburger Vorlandes, ganz der Oberkreide angehörend (?).

4. Flysch von Ober- und Niederösterreich: Oberkreide, Eocän. Genau nur aus dem Wiener Wald bekannt.

Nur diese Teile der Flyschzone kommen für die nachstehenden paläogeographischen Folgerungen in Betracht. (Siehe Fig. 3, Neokom, Fig. 4, Turon; vgl. S. 162—163.)

Dabei ist es zunächst schon auffällig, daß darin keine Sedimente vorliegen, die älter wären als die untere Oberkreide, höchstens die Mittelkreide.

Außerdem ist die Flyschzone, als in ihr noch Sedimente angehäuft wurden, noch nicht so scharf nach Norden und nach Süden begrenzt gewesen, wie sie das heute, nach ihrer Einfügung in den Alpenkörper, ist. Auch wurde bereits nachgewiesen, daß noch in der obersten Kreide eine Verschmelzung von Teilen der helvetischen Zone mit der Flyschzone stattfand.

So wird im Verlaufe dieser paläogeographischen Zusammenfassung nicht selten auf Abschnitt I zurück- und auf Abschnitt III vorgegriffen werden müssen.

Im Neokom (Fig. 3) gab es ebensowenig eine Flyschzone, wie es eine in den ganzen Alpen verfolgbare helvetische Zone gab. Von der Schweiz bis zum Inn dürfte das Penninische (Bündner Schiefer-) Meer gereicht haben, zu dem sich von Norden der Boden des helvetischen Schelfmeeres abdachte. Infolgedessen geht hier von Norden nach Süden die helvetische in eine pelagische Fazies über. Diese feinen Mergel sind aus der Schweiz als Néocomien à Cephalopodes bekannt. Im Churfürstengebiet und in Vorarlberg betraten wir dasselbe Faziesgebiet in jener südlichsten Zone, wo alle Unterkreidehorizonte (genauer betrachtet wurde der Schrattenkalk) unter Mächtigkeitsabnahme in Mergelfazies übergehen. [Im Alvier fand nach Arn. Heim,⁵⁵) S. 391, Escher in vermergeltem Schrattenkalk schon einen Ammoniten.] Vom Inn nach Osten fehlen auf lange Strecken die helvetischen Unterkreidesedimente und auch von penninischer Unterkreide ist nichts bekannt. Das Bündner Schiefermeer hat (vorausgesetzt, daß man nicht mit der extremen Deckentheorie seine Fortsetzung in den Hohen Tauern sucht) in der Unterkreide noch hier sein Ende gehabt. Erst bei Wien finden wir in der „helvetischen“ und in der Flyschzone wieder untere Kreide, aber in einer von den westlichen Ostalpen ganz abweichenden Entwicklung. Im Einflußbereich der böhmischen Masse findet sich das grobklastisch-schlammig-sandige Neokom der Greifensteiner Zone. Nach Süden aber erfolgt kein Übergang in Bündener Schiefer, sondern in die feinen Aptychenschichten der Wiener Klippendecke. Wir befinden uns in einem ganz anderen, dem kalkalpinen Meeresraum, der noch zur Neokomzeit durch einen Rücken vom penninischen getrennt war. Den von der Enns bis nach Oberbayern auch in den nördlichen Kalkalpen fühlbaren Einfluß dieses Rückens auf die Neokom-sedimente werden wir später kennen lernen.

Die Mittelkreide ist „die Zeit der großen Umkehr der Verhältnisse“ [F. F. Hahn,⁵⁰) S. 142]. Wenigstens gilt das für die mittleren Ostalpen. Die alpine Randsenke wird innerhalb des bisherigen Mitteleuropäischen Kontinentes angelegt und verbindet das kaum veränderte Meeresgebiet des Wiener Waldes mit dem penninischen (Bündner Schiefer-) Meer im Westen. Grünsandsedimente treten, durch jetzt erst mögliche O—W verlaufende Strömungen verfrachtet, auf beiden Seiten dieses Meeres auf

(helvetische und Falkniszone). Der bisherige kalkalpine Meeresraum beginnt von Süden her zu verlanden.

Erst seit der Mittelkreide gibt es eine Flyschzone der Ostalpen. Immerhin hat sich die Zentralzone der Ostalpen noch nicht genügend verbreitert, um die Sedimentation in der Flyschzone vergrößernd zu beeinflussen. Ja, wir werden sehen, daß sogar noch etwas weiter südlich (Väls, Losenstein) im Gault feine Mergel mit Ammoniten zur Ablagerung kommen konnten. Etwas weiter waren nur die östlichsten Ostalpen. Im Ostteil der Wiener Klippenzone fehlt der Gault sogar stratigraphisch (sie begann sich offenbar schon damals dem alpinen Hebungsbezirk anzugliedern) und weiter westlich bei Scheibbs und an der Traisen [Paul⁸²⁾ 83)] kann man vielleicht aus dem Übergang der Neokom-Aptychenschichten nach oben in Kreideflysch das Vorhandensein von Gault in Flyschfazies folgern.

Die Gebirgsbildung macht immer weitere Fortschritte (siehe Fig. 4). Auch im westlichen Teile der ostalpinen Flyschzone wird sie durch Sedimentvergrößerung fühlbar und um die Mitte der Oberkreidezeit läßt sich etwa folgendes Bild von dem Meer zwischen den im Süden emporwachsenden (wie später gezeigt werden wird, aus zwei Teilen verschmelzenden) Alpen und dem mitteleuropäischen Kontinent entwerfen: Im Osten ist es bereits recht eng geworden, nirgends mehr in der Flyschzone des Wiener Waldes finden sich andere Ablagerungen als echter Flysch und die von den Alpen (speziell den später zu besprechenden kristallinen Randmassiven) stammenden, schlammig-sandigen Randsenkensedimente (Wiener Klippendecke Friedls) reichen denen, die ihr Material von der böhmischen Masse bezogen (Greifensteiner und Wiener Walddecke) schon bei der Entstehung die Hand. Nur unter der Basisüberschiebung der „Klippendecke“ Friedls ist vielleicht eine etwas feiner-klastische Zone zu vermuten. Nach Westen zu nimmt das Meer an Breite trompetenförmig zu und geht schließlich in das breite penninische Meer über. Auch in den Bündner Schieferen dürfte viel obere Kreide enthalten sein [Arbenz¹⁵⁾], ihr Nachweis ist aber bisher erst stellenweise gelungen, zum Teil dürfte sie durch spätere (untereocäne) Abtragung entfernt sein.

In den westlichen Ostalpen ist heute der überwiegende Teil des penninischen und Kreideflyschmeeres der direkten Untersuchung nicht zugänglich. Er ist durch Überschiebungen von

bedeutender Förderlänge verdeckt und nur im Engadiner Fenster sind südlichere Teile davon nachweisbar.

In den westlichen Ostalpen hat sich auch in der oberen Kreide jener aus dem Neokom bekannte küstenferne Sedimentationsraum feinklastischer, wenig mächtiger Mergel erhalten können. Von Süden her wurde er zwar durch den vor dem wachsenden Alpengebirge herwandernden Flyschgürtel stark beschnitten. Aber von Norden wurde er nicht beeinflusst. Das helvetische Ufer lieferte in Bayern und Vorarlberg, im Gegensatz zur böhmischen Masse, zu wenig Sediment, um sich bis weit in die alpine Randsenke hinein bemerkbar zu machen. Ja, durch das Fortschreiten der Randsenke und das Zurückweichen des helvetischen Ufers nach Norden konnte jenes Sedimentationsgebiet in Ostschweiz und Vorarlberg sogar noch Raum gewinnen, und wir sahen es im Turon und untersten Senon (Heims Seewerschiefer- und Leibodenmergel) von solchen Gegenden Besitz ergreifen, die bisher seichter Schelf waren.

Im Senon ist ein gewisser Höhepunkt in der Geschichte der Flyschzone festzustellen. Zwar im Osten ist das Vorwärtsschreiten der Gebirgsbildung nur gering. Man erhält den Eindruck, daß die Alpen an der widerstandsfähigen Böhmisches Masse zu erlahmen beginnen. Dafür ist aber in den westlichen Ostalpen die Geschwindigkeit des Gebirgswanderns um so größer. Einstige Schelfmeergebiete werden bereits dem Südflügel der Randsenke einverleibt und mit Wildflysch überschüttet (siehe auch Abschnitt I).

Abgesehen von diesen alpin-orogenetischen Vorgängen hat in der höheren Oberkreide auch noch ein weiter verbreiteter, von der individuellen Entwicklung der Ostalpen offenbar unabhängiger Transgressionsvorgang eine Rolle gespielt. Auf ihm wäre zum Teil das transgressive Auftreten der Seichtwasserkreide in der Wiener Klippendecke (vom Turon an etwa) zurückzuführen und er ist auch die Ursache für das Auftreten der Nierentaler Mergel. Diese sind, wie bereits mehrfach angeführt, mit einem Teil der *Couches rouges*- und Seewermergel der westlichen Ostalpen und der Schweiz gleichzustellen und greifen im helvetischen und kreidealpinen Gebiet weit vor. Auch dazwischen, in der Kreideflyschzone, heben sie sich stellenweise als feineres Sediment von der übrigen Flyschserie ab und deuten dadurch

vielleicht auf eine Hemmung der Abtragung in den noch herausragenden Inselgebieten.

Am Ende der Kreidezeit setzte, ebenso wie im helvetischen Gebiet, eine Regressionsperiode ein. Die rote Färbung der oberen Nierentaler Mergel (Obersenon), das Auftreten der roten Zwischenschicht im südbayrischen Flysch, der roten Schiefer in Friedls Wienerwald-Decke kann man als Anzeichen davon deuten. Es ist aber auch in Erwägung zu ziehen, daß die rote Färbung mit der fortschreitenden Regression nach und nach auch die Sedimente bisher tieferer und vor allem bisher küstenfernerer Meeresgebiete ergriffen haben kann, so daß die rotgefärbten Horizonte in verschiedenen Gegenden etwas verschiedenes Alter haben können. Das Endergebnis aller dieser Vorgänge war jedenfalls das, daß weite Teile der Flyschzone und des penninischen Meeresraumes während der Danien-Untereocänzeit keine Sedimente erhielten, ja sogar der Abtragung ausgesetzt waren. Eine Diskordanz oder wenigstens eine scharfe Grenze zwischen Kreide- und Eocänflysch ist die Folge, häufig ist allerdings auch keines von beiden zu erkennen.

Das Meer, das im Mitteleocän erneut transgredierte, konnte nicht mehr alle Gegenden erreichen, die es in der Oberkreide bedeckt hatte. Auf die Kalkalpen mußte es so gut wie ganz verzichten. Nur ganz lokal griff es etwas weiter (Unterinntal), ja nicht einmal die ganze bisherige Flyschzone (zum Beispiel Wiener Klippendecke) konnte es wieder überspülen.

Unbeeinflusst von der Höhe des Meeresspiegels war also auch in der Danien-Untereocänzeit die Randsenke der Alpen ihren gesetzmäßigen Entwicklungsgang weitergegangen.

III.

Der Südrand des nordalpinen Kreidemeeres.

Nachdem nunmehr der Nordrand des nordalpinen Kreidemeeres (die helvetische Zone) sowie der mittlere Teil dieses Meeresgebietes (die Flyschzone) besprochen sind, erhebt sich die Frage nach der Lage, Gestalt und den Wandlungen des Südrandes.

Die Beantwortung dieser Frage ist nicht ganz einfach. Zunächst darf man sich den alpinen Hebungsbezirk, der im Süden

des bisher beschriebenen Meeresgebietes liegt, nicht als überall von Anfang an einheitlichen Rücken vorstellten. Ferner fiel die jeweilige Uferlinie durchaus nicht immer zusammen mit der Grenze zwischen Hebungsbezirk und Senkungsbezirk. Namentlich in den Jugendstadien der Gebirgsbildung, mit denen man es in der Kreidezeit zum Teil zu tun hat, besaßen weite Teile des entstehenden Alpen„gebirges“ infolge ihrer noch relativ geringen Hebungsgeschwindigkeit ein außerordentlich schwaches Relief, sie waren von einem Primärrumpf im Sinne W. Pencks⁸⁴⁾ überzogen. So konnten schon geringe relative Bewegungen des Meeresspiegels, mochten sie nun unabhängig vom Eigenleben des Alpenkörpers oder im Zusammenhang damit erfolgen, weite Überflutungen bewirken. Aber auch nach der anderen Seite wich die Küstenlinie zeitweise weit von der Grenze zwischen Hebungs- und Senkungsgebiet ab, so wie wir es zum Beispiel in der vorübergehenden Trockenlegung beträchtlicher Randsenkenteile während des Danien-Untereocän beobachten konnten.

A. Östliche Ostalpen.

Zunächst sollen die östlichen Ostalpen etwa bis zur Saalach oder bayrischen Traun behandelt werden, da dort die Gebiete südlich der Oberkreideflyschzone relativ einfache Verhältnisse zeigen. Um den Verlauf der Entwicklung klarzulegen, empfiehlt es sich, historisch vorzugehen. (Siehe Fig. 3 u. 4.)

Der überwiegende Teil der heutigen nördlichen Kalkalpen ist im Neokom Ablagerungsgebiet feiner, sehr küstenferner Aptychenschichten, Kalke und Fleckenmergel.

Abweichungen davon finden sich zunächst im Süden. Den höchsten tektonischen Einheiten der Kalkalpen fehlt das Neokom überhaupt [Juvavische Einheit F. F. Hahns, Ötscher-, Hallstätter und hochalpine Decke Kobers, höhere voralpine, hochalpine und noch höhere Schubdecken Ampferers¹⁰⁾]. Aus der Lückenhaftigkeit, die dort bereits der Jura zeigt, ist zu schließen, daß in den südlichsten Gebieten zur Unterkreidezeit überhaupt keine marinen Sedimente mehr gebildet wurden, sondern schon gebirgsbildende Hebung und Abtragung platzgegriffen hatten. Diese Vorgänge, die nach Spengler^{[98)}, S. 55] nur die Fortsetzung der ersten, schon im Jura fühlbaren Bewegungen bilden, zeigen sich auch bei Betrachtung derjenigen Teile der

nördlichen Kalkalpen, die sich im Neokom nach Norden zu anschlossen.

In der tirolischen Einheit ergibt sich an der Salzach Folgendes: Das unterste Neokom, die Schrambachschichten sind noch als Fleckenmergel und ähnliche kalkig-tonige Gesteine entwickelt. Nach oben zu aber erfolgt eine deutliche Verflyschung: Die Roßfeldschichten, die etwa bis ins Hauterivien hinaufreichen (*Phylloceras Thetys*), bestehen nach Fugger⁴⁰⁾ in ihrem unteren Teil aus braunen Mergeln und sandigen Mergelschiefern, im oberen aus dunkelgrauen, feinkörnigen, festen Sandsteinen und (selten) „hellen, konglomeratähnlichen Kalken“. Also eine Steigerung oder Annäherung der orogenetischen Wirkung während der Unterkreide. Daß es sich hier wirklich um echten „orogenen“ (Arbenz), der wachsenden Mittelzone der Ostalpen zugehörigen Neokomflysch handelt, zeigt sich bei der weiteren Entwicklung. Noch vor der Gosauzeit (der höheren Oberkreide) werden die Roßfeldschichten von der jüvavischen Einheit überschoben und somit in den Gebirgsbau eingegliedert.

Im östlichen Nachbargebiet ist dieselbe Entwicklung der Gebirgsbildung ausgezeichnet durch Spengler dargestellt worden [besonders⁹⁸⁾]. Schließlich findet man Anzeichen einer neokomen Verlandung der südlichsten Gebiete auch im Höllensteinzug bei Wien [Spitz⁹⁹⁾]. Das südlichste Vorkommen von Neokom ist dort dasjenige der Gießhübler Mulde. Es zeichnet sich vor allen nördlicheren durch rote Mergelschiefer aus, die auf Landnähe deuten. Auch hier wird die gesetzmäßige Entwicklung dadurch weitergeführt, daß in der Mittelkreide die Gebirgsbildung dieses, schon bei seiner Bildung beeinflusste Neokom selbst angriff.

Hier, ganz im Osten der Kalkalpen, greift die Wirkung der neokomen Gebirgsbildung weiter nach Norden vor, betrifft breitere Streifen, mehr tektonische Einheiten der Kalkalpen als etwa im Salzburgischen. Das angeführte Neokom der Gießhübler Mulde gehört nach rein tektonischer Parallelisierung (die faziell hauptsächlich durch die Trias gestützt wird) als Teil der (Koberschen) Lunzer Decke einem Äquivalent der (hoch-)bajuvarischen Einheit an. Kretazisch-paläogeographisch aber zeigt es dieselben Verhältnisse wie weiter westlich die tirolische Einheit. Ohne den Wert tektonischer Parallelisierungen anzweifeln zu wollen, ist doch darauf hinzuweisen, daß nicht jede tektonische „Ein-

heit“ („Decke“) auf die ganze Länge der Ostalpen hin gleichzeitig bewegt wurde. Paläogeographisch haben tektonische Einheiten nur bedingten, die Verständigung erleichternden, gewissermaßen topographischen Wert. Infolge der Verschiebung der Faziesgrenzen im Laufe der geologischen Zeiträume können sie höchstens für kurze Epochen mit Faziesbezirken zusammenfallen, aber selbst das braucht nicht notwendig der Fall zu sein.

Schon im Neokom sehen wir so die Zentralzone der jungen Alpen in Entwicklung begriffen. Hebungs- und Abtragungsvorgänge haben in den südlichsten (in der Trias noch in Senkung begriffenen) Zonen der Kalkalpen die Orogenese eingeleitet, und die korrelaten Sedimente der nördlichen Nachbarschaft bestätigen dies.

Große Teile der nördlichen Kalkalpen hingegen (im Salzburgischen namentlich die hochbajuvarischen, bei Wien auch tektonisch tiefere Anteile) zeigen keine Sedimentvergrößerung.

Eine solche findet sich aber wieder in den Neokomablagerungen, die heute am Nordrand der Kalkalpen vorliegen. (Tiefbajuvarische Zone F. F. Hahns, Klippen- und Frankenfels-Decke Kobers.) Allerdings handelt es sich dabei nicht um Pauls „Neokomflysch“, der bereits mit Geyer als eine unhaltbare Mischkartierung aus Oberkreideflysch und faziell anders beschaffenen älteren Ablagerungen abgelehnt wurde.

Zunächst ist der Kalkalpenrand im unteren Enns- und Ybbsgebiet zu nennen. Geyer beschreibt dort⁴⁴⁾ zum Teil aus der Klippenzone, zum Teil aus den unmittelbar benachbarten Kalkalpenschuppen von mehreren Stellen des Blattes Weyer Neokom in folgender Ausbildung: Über braunen Berrias-Mergelkalcken, die aus dem Tithon hervorgehen, folgen Aptychenkalke und Fleckenmergel mit Hornsteinen und schließlich bräunlichgraue und rötliche Mergelschiefer mit schmalen Leisten von lichtgrauem Sandstein. Außerdem nennt er aus der Klippenzone von Neustift—Großau—Konradshain rote und grünliche Tonschiefer mit Chondriten, die durch überlagernde Gosau als Neokom charakterisiert seien. Sogar transgressive Lagerung des Neokom beschreibt er mit „unzweifelhaften Basalbreccien auf Hauptdolomit“ von der großen Klause südlich von Reichraming. (Dieser Punkt liegt zwar etwas südlicher als diejenigen, an denen Versandung des Neokoms beobachtet wurde, die Erscheinungen dürften aber eine gemeinsame Ursache haben.)

Weiter westlich, zwischen Steyr und bayrischer Traun, sind die fraglichen tiefbajuvarischen Faziesgebiete im allgemeinen der Betrachtung nicht zugänglich. Sie sind durch den weiten Vorstoß der tirolischen Einheit fast völlig verdeckt. Östlich des Traunsees sind [F. F. Hahn,⁴⁹⁾ S. 260] nur winzige Schubspäne von Grestener Schichten bekannt. Die Langbathscholle westlich vom Traunsee, die J. v. Piaz^{[85)}, S. 574] beschrieben hat, zeigt dagegen noch einmal das Neokom als graue Hieroglyphenmergel und dunklen bis schwarzen Sandstein, der sogar lokal Kohlenstückchen enthält.

Nun stellt zwar F. F. Hahn^{[49)}, S. 259] die Langbathscholle in das Faziesgebiet seiner „hochbajuvarischen Randmulde“, des Grenzgebietes zwischen Hoch- und Tiefbajuvarisch, aber die „Neokomsandsteine der Langbathscholle halten sich in auffallender Weise an den Nordrand des Gebietes“ [v. Piaz,⁸⁵⁾ S. 574]; dort gewinnen also ausgesprochen tiefbajuvarische Charaktere die Oberhand und es unterliegt keinem Zweifel, daß die Versandung des Neokoms am Nordrand der Langbathscholle auf den Einfluß nördlichen Landes und nicht auf Gebirgsbildung im Süden (wie bei den echten Roßfeldschichten) zurückzuführen ist.

Man muß sowohl das klastische Neokom vom Blatt Weyer, als auch dasjenige der Langbathscholle als Ablagerung im Einflußbereich des Südrandes der böhmischen Masse ansehen. Es handelt sich um die Grenze zwischen dem mitteleuropäischen Kontinent und dem mediterranen Meeresgebiet, die während des ganzen Mesozoikums in Regressions-(epirokraten)Perioden als Küstenlinie heraustritt. Man kann sie so zum Beispiel in der karnischen Stufe der Trias (Lunzer Schichten) und im Lias (Grestener Fazies), in Trauth's Neuhauser Schichten sowie in konglomeratischer Ausbildung von Oberjurakalken wahrnehmen.

Von Weyer nach Osten finden sich derartige klastische Neokombildungen nicht mehr innerhalb der Kalkalpen. Ihr Vorkommen ist auch nicht wahrscheinlich, denn nach Wien zu schwenkte der Südrand des alten Massivs zur Neokomzeit energisch nach Nordosten um. Nicht einmal die Neokomgesteine der Wiener Klippenzone zeigen die mindeste Versandung. Den neokomen Rand der böhmischen Masse haben wir dementsprechend in der nördlichen Zone des Wiener Waldes angetroffen [Greifensteiner Zone³⁶⁾] (siehe Teil I und II).

Im Einklang mit der Deutung des Weyrer kalkalpinen Randneokoms als Anzeichen der böhmischen Masse steht auch das Fehlen sämtlicher Neokomablagerungen im Norden, das Aussetzen der helvetischen Unterkreideserie vom Schliersee bis weit nach Niederösterreich hinein.

Scharf zu betonen ist aber, daß alle diese Folgerungen nur bis gegen Ende der Unterkreide Geltung haben. Bis dahin gilt auch Geyers Vermutung, das Buch-Denkmal sei ein Teil der böhmischen Masse.

In schärfstem Widerspruch mit den geschilderten gesetzmäßigen Faziesverhältnissen der Unterkreide der nördlichen Kalkalpen steht eine Mitteilung Bittners [19], S. 325] über ein Schrattenkalkvorkommen bei Schwarzau (Niederösterreich); Ampferer [10], S. 44] nennt diesen Kalk „Falkensteinkalk“. In der Tat handelt es sich hier um einen Irrtum. Herr Geheimrat Koßma't teilt mir darüber in liebenswürdigster Weise Folgendes mit: Auf einer Exkursion, die er im Sommer 1911 in Begleitung von Kober u. a. unternahm, konnte festgestellt werden, daß Radiolitenkalke der Gosau, faziell denen der Reiteralm gleichend, auf den Falkensteinkalken transgredieren. Diese halte er für Tithon. Jedenfalls handle es sich nach seiner Auffassung (die sich in diesem Punkte mit der Kobers deckt) bei beiden Kalken nicht um untere Kreide.

Die Zeit vom Ende der Barrèmostufe etwa bis in die obere Kreide hinein (also etwa die mittlere Kreide in dem Sinne, wie dieser Ausdruck in Teil I dieser Arbeit verwendet wurde), ist in den östlichen Ostalpen eine Zeit großer tektonischer Tätigkeit. Die Landoberfläche in weiten Teilen der nördlichen Kalkalpen stieg außerdem über den Meeresspiegel hinaus und war der Abtragung unterworfen. Die korrelaten Sedimente sind aber so gut wie unbekannt. So kommt es, daß die tektonischen Vorgänge der Mittelkreide nicht direkt verfolgbar sind, sondern erst ihr Ergebnis betrachtet werden kann. Es ist scharf definiert durch die transgressive Auflagerung der höheren Oberkreide, der Gosauschichten. Daher wird der mittelkretazische Abschnitt der Gebirgsbildung auch ganz allgemein als vorgosauisch bezeichnet. Es erübrigt sich, eine genaue Einzelbeschreibung der vorgosauischen tektonischen Elemente zu geben, da sie in zahlreichen vorzüglichen Monographien von Spitz, Spengler, F. F. Hahn, Ampferer und anderen [100) 102) 98)

^{99), 49), 10)}] bereits dargestellt sind. Nur die wichtigsten Hauptzüge sollen hervorgehoben werden. Im Süden der nördlichen Kalkalpen erfolgte als Steigerung der bereits im Neokom ange deuteten Gebirgsbildung die Überschiebung der juvavischen (im Osten etwa = Hallstätter + hochalpine) Decke auf die tirolische. Ja, Ampferer nennt aus der Gegend von Schneealpe und Gahns Reste einer ebenfalls vorgosauisch überschobenen, noch höheren Decke.¹⁰⁾ Es sind die ersten wirklichen Deckenbewegungen, die aus dem alpinen Faltungszyklus bekannt sind. Wo die Wurzel der juvavischen Decke zu suchen ist, ob innerhalb der nördlichen Kalkalpen (Lebling und Spengler), ob an ihrem Südrand (F. F. Hahn) oder gar noch weiter südlich, das sind tektonische Fragen, die aus dem Rahmen dieser Arbeit herausfallen.

Es scheint, daß die genannten wichtigen Deckenüberschiebungen einen frühen Vorgang in der vorgosauischen Gebirgsbildung bedeuten. Im Salzburger Gebiet ist zur Gosauzeit die juvavische Decke bereits stark erodiert und in relativ kleine Restchen zerlegt. Ähnlich steht es mit den entsprechenden Decken weiter östlich. Ob die ersten (und höchsten) Überschiebungen der östlichsten Ostalpen etwa schon aus vormittelkretazischen Perioden stammen, ist nicht zu beweisen. Wenn man aber bedenkt, daß die Strukturen der Ostalpen von W nach O und von außen nach innen immer älter werden [eine Gesetzmäßigkeit, die schon Diener 1903⁸³⁾ erkannte], so hat diese Vermutung eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich. Es ist denkbar, daß man in Schneealpe usw. nicht nur im Bereich neokomer Aufwölbung (das ist durch die korrelierten Schichten weiter nördlich sichergestellt), sondern neokomer Tektonik im engeren Sinne steht.

Es ist ferner nachgewiesen [Spengler,⁹⁸⁾ besonders schön im Profil 2], daß noch vorgosauisch, aber nach dem juvavischen Deckenschub eine Verbiegung der Schubbahn, ja sogar Überschiebungen erfolgten, die sie durchschneiden (Rettenkogelüberschiebung, Plassenkalkschubfläche).

Die tektonischen Vorgänge sind indes nicht auf die südlichste Zone der Kalkalpen beschränkt, in der „voralpinen“ Zone (Kober, Ampferer) läßt sich sogar bis zum Nordrand der sogenannten Frankenfesler Decke vorgosauische Gebirgsbildung

und Abtragung verfolgen. Die Orogenese s. str. ist allerdings an der unteren Enns [Spitz¹⁰⁰)] als relativ schwache Faltung ausgeprägt, auch ist sie so unversehrt, wie im südwestlichen Teil von Blatt Weyer meist nicht erhalten, sondern mit jüngeren Störungen aufs innigste verflochten. Bei Wien ist es in diesen tieferen Zonen sogar noch zu Überschiebungen vorgosauischen Alters gekommen, so zum Beispiel an der Linie Brühl—Altenmarkt. Sie bietet wieder ein Beispiel für die paläogeographische Uneinheitlichkeit tektonischer „Einheiten“; die schon mehrfach betont wurde. Denn die Ötscherdecke, deren Nordgrenze die fragliche Linie darstellt, ist tektonisch die Fortsetzung der tirolischen Einheit, und diese wurde in den mittleren und westlichen Ostalpen in der Hauptsache postgosauisch bewegt. Daß man dennoch von tektonischen Einheiten sprechen kann, ist eine Folge des kontinuierlichen Ablaufes der orogenetischen Vorgänge und ein starker Beweis gegen die Theorien, die die Entwicklung eines Gebirges in ruckweise aufeinanderfolgende Phasen zerhacken wollen. *Natura non facit saltus.*

Die späteren Vorgänge der vorgosauischen Gebirgsbildungsphase, jene, die die juvavische Schubbahn veränderten und auch die nördlicheren Gebiete ergriffen, dürften nicht mehr der Mittelkreide im strengen Sinne, sondern zum Teil der Cenomanzeit angehören (siehe dieses).

Die Randsenke, die zum Ostteil der Gaultalpen gehörte, ist leider nur sehr unvollständig bekannt. Immerhin ist festzustellen, daß der Südrand der böhmischen Masse ein Stück nach Norden verlegt worden ist. An derselben Stelle nämlich, wo wir im Neokom noch seine Auswirkungen deutlich spüren konnten, wird jetzt der Losensteiner Cephalopodenmergel offenbar in beträchtlicher Küstenferne abgelagert [⁴⁴], S. 69]. Er gleicht nach Geyer faziell genau den später zu besprechenden Gaultmergeln von Vils und entspricht einer zentralen, der Einschwemmung größeren Materiales nicht ausgesetzten Zone der Randsenke. Entsprechende Verlagerungen der alpinen Randsenke in der Westhälfte der Ostalpen werden weiter unten zu besprechen sein. Sogar im helvetischen Gebiet ist ihr mittelbarer Einfluß zu verspüren (Gault-Grünsande).

Bei Weyer hat also die Gebirgsbildung der Gaultzeit insofern Besitz von den randlichsten Zonen der Kalkalpen, den bisherigen Südteilen der böhmischen Masse, -ergriffen, als sie

sie in die Randsenke hinabgedrückt hat. Die Gebirgsbildung *sensu lato* greift den europäischen Kontinent an.

Etwas anders dagegen steht es ganz im Osten, bei Wien. Die Wiener Klippendecke Friedls,³⁶⁾ die schon bei Behandlung der Flyschzone (II) berührt wurde und die zwischen diese und die Kalkalpen zu stellen ist, zeigt statt der Mittelkreide eine scharfe Schichtlücke. Sie war also vor der Gosau schon in, wenn auch schwacher, orogenetischer Aufwärtsbewegung begriffen, befand sich auf der Südseite der Randsenke. Es ist daher denkbar, daß in den Äquivalenten der Klippenzone zwischen Wien und Weyer stellenweise auch Gault in Flyschfazies vorkommt und ein Bindeglied zwischen den Verhältnissen der Mittelkreidealpen selbst und der küstenfernen Losensteiner Randsenkenfazies bildet. Leider läßt sich jedoch ohne genaue stratigraphische und tektonische Nachprüfung der Untersuchungen Pauls nichts Gewisses sagen. Einige Profile, in denen dieser einen ununterbrochenen Übergang aus den Neokommern in den Oberkreideflysch angibt, scheinen jedoch die vorstehende Auffassung zu stützen [⁸²⁾⁸³⁾, Scheibbs und Traisen]. Auch die Wiener Klippendecke kann im Anfang des vorgosauischen Gebirgsbildungsabschnittes noch Gault-Flysch getragen haben, nur wurde er bei weiter fortschreitender Orogenese, etwa im Cenoman, wieder abgetragen.

Trotz der bei Wien weiter nach Norden gewanderten Gebirgsbildung *s. str.* ist (wie in Teil II nachgewiesen) am Südrand der böhmischen Masse keine wesentliche Veränderung gegenüber dem Neokom festzustellen. Der Rand behielt in der ganzen Kreidezeit hier (im Gegensatz zur unteren Enns) seine Lage bei. Er war schon vor dem Neokom in seine kretazische Lage zurückgedrängt worden. Dieser Vorgang ist aber postliassisch. Das geht hervor aus der Grestener Fazies der Klippen des Tiergartens und von St. Veit bei Wien, der sandigen Ausbildung des Lias der Kieselkalkzone und der Liesingmulde [Spitz⁹⁹⁾], des Höllensteinzuges (ausgenommen den Zug Kalksburger Jesuitenkolleg—Kaltenleutgebener Kirche, der inzwischen [Friedl,³⁶⁾ S. 69] als Gosau festgestellt ist). Die alpine Gebirgsbildung (*sensu lato*) hat also bei Wien bereits innerhalb des Jura (Dogger oder Malm) die böhmische Masse angegriffen.

Das Cenoman ist in der Osthälfte der Ostalpen nur von relativ wenigen Stellen bekannt. Diese beweisen aber, daß die Gebirgsbildung der mittleren Kreide in der unteren Oberkreide nur ihren gesetzmäßigen Fortgang nahm, ja daß die durch die Gosautransgression sichtbar werdenden Strukturen dem Gault und dem Cenoman zuzuschreiben sind. Man wird die oben beschriebenen späteren Vorgänge der vorgosauischen Zeit, namentlich die energische Verbiegung und Störung der juvavischen Schubbahn und einen großen Teil der Abtragung dieser Decke, sowie die vorgosauische Tektonik der nördlicheren Teile der Kalkalpen (bajuvarisch) ins Cenoman stellen müssen. Dafür spricht vor allem das Cenoman von Losenstein [Geyer,¹⁴⁾ S. 73]: Dort, wo zur Gaultzeit noch küstenferne Cephalopodenmergel in zentralen Teilen der Randsenke zur Ablagerung kamen und gleichzeitige tektonische Bewegungen in den nicht allzu weit entfernten südlichen Nachbargebieten äußerst unwahrscheinlich machen, finden sich im Cenoman transgressiv auflagerndes Quarzkonglomerat und Dolomitbreccien mit *Orbitolina concava*. Die Gegenden, wo im Neokom noch von Norden die böhmische Masse zu spüren war, die im Gault tief in die Randsenke versenkt waren, zeigen in der unteren Oberkreide den Einfluß des von Süden heranwandernden Gebirges.

Dieselbe Dolomitbreccienfazies besitzt das Cenoman von Marktl, nördlich von Lilienfeld (Traisengebiet) [Bittner,²⁰⁾ S. 217]. Es findet sich ebenfalls sehr nahe am Rand der nördlichen Kalkalpen und weitere Vorkommen in entsprechender Position beschreibt Bittner²¹⁾ von Alland und Sittendorf. Spitz²²⁾ schildert dieses Cenoman am Südwestende des Höllensteinzuges wieder und ist geneigt, es hier ebenso wie Geyer [¹⁴⁾ S. 66] als unterste Stufe der transgredierenden Gosauserie anzusehen. Die Fazies ist derjenigen weiter im Westen ähnlich.

Bemerkenswert ist, daß das Cenoman der östlichen Ostalpen ausschließlich an nördliche Zonen, tiefe tektonische Einheiten geknüpft ist, während die Turon-senonen Gosauschichten ein anscheinend von anderen Faktoren bestimmtes und viel weiteres Verbreitungsgebiet besitzen.

Man wird im großen Ganzen sagen können: das Cenoman in den östlichen Ostalpen ist die den jüngeren Ereignissen der vorgosauischen Gebirgsbildung und Abtragung korrelierte, altersgleiche Ablagerung an der Grenze von Gebirge und Randsenke.

Die höhere Oberkreide, etwa vom Turon an, die man im allgemeinen unter dem Namen Gosauzeit zusammenfaßt, zeigt auch in den östlichen Nordalpen ein relatives Steigen des Meeresspiegels. Das während der vorgosauischen Zeit geschaffene Relief wird mit Transgressionssedimenten überdeckt und ist uns auf diese Weise erhalten geblieben. Dieses Relief überzieht den tektonisch mehr oder weniger stark durchbewegten kalkalpinen Untergrund. Es ist für ein Spezialgebiet von Spengler⁹⁸⁾ hervorragend beschrieben und gedeutet worden. Eine weitere Räume und Zusammenhänge umfassende Darstellung gab W. Penck in einem an der Leipziger Universität gehaltenen Kolleg über morphologische Analyse. Andeutungen davon finden sich in seiner vorläufigen Arbeit.⁸⁴⁾ Die vorgosauische Landoberfläche hatte kurz folgende Gestalt: Im Norden, den tieferen tektonischen Einheiten, breiteten sich weite Piedmontflächen von Primärrumpffarakter aus. Schon eine geringe relative Aenderung des Meeresspiegels verursachte hier eine starke horizontale Verlegung der Küstenlinie. In den südlichsten Teilen der nördlichen Kalkalpen hatte jedoch in vorgosauischer Zeit die stärkere orogenetische Aufwärtsbewegung bereits ein energischeres Relief schaffen können und den in früheren Zeiten entstandenen Primärrumpf außer Kraft gesetzt. Wir finden daher eine von recht scharfen Tälern zerschnittene Rumpffläche. Während der Transgression ertranken nun diese Täler und es entstand das Bild einer Riasküste (der Ausdruck „Fjord“ ist irreführend und mit der morphologischen Nomenklatur nicht zu vereinbaren). Besonders stark hatte die vorgosauische Erosion wenig widerstandsfähige Zonen der Trias angegriffen. So folgten die Gosautäler gern den Streifen von Werfener Schiefen an der Basis der verschiedenen vorgosauischen Schuppen und Decken, und das gleiche tun dementsprechend die in diesen Tälern abgelagerten Gosauschichten. Die Grenzzone zwischen dem Piedmontstreifen und dem südlich anschließenden Hügelland, die dann während eines großen Teiles der höheren Oberkreide die Riasküste bildete, verlief etwa vom Südrand des Wolfgangseebeckens im Bogen mit der tirolischen Einheit zurückschwenkend, nach Wiener-Neustadt zu. Für viele der zahlreichen Gosauvorkommen ist eine Ermittlung darüber, ob es sich um primär umgrenzte, buchtörmige Ablagerungsgebiete oder um nachträgliche tektonische Isolierung von flächenhaften, weitverbreiteten Sedimenten han-

delt, noch nicht angestellt worden. Genaueste stratigraphisch-fazielle Spezialuntersuchungen sind dazu nötig. In den tektonisch tieferen Kalkalpentellen fallen jedenfalls die heutige und die ursprüngliche Begrenzung der Gosaugebiete nirgends mehr zusammen. Im Verlaufe der Transgression wurden zunächst die weiten, ebenen Piedmontflächen überflutet und das Meer drang in die darauf ausmündenden Täler ein. Leichte Diskordanzen innerhalb der Gosauserie [zum Beispiel Lebling⁷⁴⁾] sind leicht verständlich und wohl lokaler Natur. Süßwasserablagerungen, in denen sich sogar Kohle findet (Neue Welt bei Wiener-Neustadt, untere Enns zum Beispiel), begleiteten den zerlappten Südrand des Gosaumeeres. An der Wende von Unter- zu Obercampanien und im Maestrichtien (Nierentaler) stellten sich noch extremere Verhältnisse ein, die aber erst später besprochen werden sollen.

Von Süden erfolgte auch ein wesentlicher Teil der Materialzufuhr. Namentlich riesige Mengen von gut, wenig oder gar nicht abgerolltem Kalk und Dolomit wurden in die Buchten und in die dem Ufer benachbarten Meeresteile hineingeschafft und mit oft rot gefärbtem (eingeschwemmte Terra rossa!) Zement verkittet. Eine reiche Fauna der verschiedensten Rifftiere bewohnte die Nähe des Ufers und die Organismenschalen bilden stellenweise einen wesentlichen Bestandteil der Gosasedimente. Das klastische Material stammte (wie schon aus seiner wechselnden Zusammensetzung hervorgeht) meist aus der nächsten Nachbarschaft. Kompliziert aber ist das Problem der exotischen Gerölle. In den östlichen Ostalpen scheint es eine etwas andere Deutung zu verlangen als in der westlichen [Ampferer¹⁰⁾]. Im Osten sind es vor allem die schon damals durch tiefgreifende Erosion bloßgelegten exotischen Klippen an der Basis der vorgosauischen tektonischen Elemente der Kalkalpen, die als Lieferanten des exotischen Materials auftreten, im Westen der Ostalpen hingegen mehr ein entferntes, flaches, südliches Hinterland. Daß aber auch dieses in den östlichen Ostalpen nicht fehlte, scheint mir aus dem Vorkommen abgerollter und umgelagerter Windkanter aus Porphyritgesteinen usw. hervorzugehen, die sich nach Ampferer⁷⁾ in der niederösterreichischen Gosaukreide auf sekundärer Lagerstätte finden. Ihre Anschleifung kann man sich nicht im kalkalpinen Gebiet erfolgt vorstellen, das offenbar weitgehend verkarstet war [zum Beispiel Spengler⁹⁸⁾]

und in dem die Klippengesteine nur einen beschränkten Raum einnehmen konnten. Vielmehr wird man diese Kantengeschiebe auf ein geschlossenes, südlicher gelegenes Grauwacken- und Kristallengebiet zurückführen müssen, das der Bildung von Trieb- sand einigermäßen günstig war.

Im ganzen ist das bisher beschriebene Sedimentmaterial der Gosau auf die südliche Uferregion zu beziehen und von ihr abzuleiten. Nur von einer südlichen Küste haben wir bisher überhaupt gehört. Das könnte zu der Annahme verführen, daß das Gosameer der nördlichen Kalkalpen dauernd auch im Turon und Untersenon in gänzlich ungehinderter Verbindung mit dem Flyschmeer gestanden habe, dessen gleichalterige Ablagerungen wir bereits kennen gelernt haben. Gestützt wird diese Auffassung durch ein anscheinend kontinuierliches Übergehen der Gosaufazies in die Flyschfazies von S nach N. Und doch läßt sie sich nicht in vollem Umfang aufrecht erhalten.

Verfolgt man nämlich in den tieferen tektonischen Einheiten der Kalkalpen die Gosaufazies nach N, so geht sie zwar zweifellos in Sedimente über, die nicht mehr in Buchten, sondern in freierem Wasser, eben auf der überfluteten Piedmontfläche, entstanden und deshalb ein gleichförmigeres Gepräge tragen. Nur die basalen Lagen zeigen als Bildungen an der mit der Transgression wandernden Küste den charakteristischen Gosautypus [Geyer,⁴⁴) S. 70]: Der Unterlage entsprechende Zusammensetzung, typische Fauna, an der Basis lokal Bohnerze und Beauxite. Von S nach N sollte man, bei gänzlich ungehindertem Zusammenhang von Gosau- und Flyschmeer, auch ein Abnehmen, ja völliges Verschwinden der exotischen Gerölle erwarten, die wir bisher nur im Einflußbereich der Zentralalpen und der vorgosauisch tief erodierten südlichsten Kalkalpenzone fanden. Das ist aber nicht so. Geyer schreibt [⁴⁴), S. 71]: „Je weiter gegen den Außenrand der Kalkalpen, desto mehr Gerölle von Quarz, kristallinischen oder Eruptivgesteinen stellen sich in den (Gosau-) Konglomeraten ein und verdrängen allmählich die Kalkgerölle.“ (Gebiet d. unt. Enns.)

Ihre Heimat kann, im Gegensatz zu den vorher besprochenen exotischen Geröllen nur im Norden des Gosaugebietes gesucht werden. Sie müssen einem noch bis in die höhere Oberkreide hinein der Abtragung ausgesetzten Streifen entstammen, in dem kristalline

Gesteine ohne Triasbedeckung bloßlagen. Daß es sich dabei nicht mehr um die böhmische Masse handeln kann, ergibt sich daraus, daß wir uns an die fragliche Zone auch von N. her herantasten können.

Am Südrand der Oberkreide-Flyschzone Ober- und Niederösterreichs, offenbar meist im Bereiche der Wiener Klippendecke („Seichtwasserkreide“ Friedls) und ihrer westlichen Fortsetzung finden sich mehrfach Flyschkonglomerate mit exotischen Geröllen [Fugger³⁸⁾ 39)], Geyer beschreibt⁴⁵⁾ einige von ihnen genauer. Sie sind zum Teil ausgesprochen wildflyschartig und enthalten rote Granite, Glimmerschiefer, Rotliegendes, Material aus den Werfener Schichten usw.

Die kristallinen Komponenten sind zum Teil so groß und so wenig abgerollt, daß sie aus der nächsten südlichen Nachbarschaft stammen müssen. Zentralalpin können sie, abgesehen von petrographischen Gründen, auch deswegen nicht sein, weil solche Blöcke niemals über das weite, obendrein im mittleren Teil des exotischen Materials so gut wie ganz entbehrende Gosaugebiet geschafft worden sein können.

Die nach N zunehmenden Exotika in der Gosau und die von Süden stammenden kristallinen Blockanhäufungen und Gerölle am Flyschsüdrand haben eine gemeinsame Heimat. Es ist eine Zone tieferen Untergrundes, die in der Oberkreide in Hebung und Abtragung begriffen, zwischen den Kalkalpen und der flyschaufnehmenden oberkretazischen Randsenke lag. Gesteine, die genau mit denen der böhmischen Masse übereinstimmen, bauten diese Hebungszone auf, und doch ist sie in der Oberkreide kein Teil der böhmischen Masse mehr. Im Neokom bildeten jene Gebiete zwar noch den Südrand dieses alten Massivs, aber im Gault waren sie tief in die Randsenke hinabgedrückt (Sedimentation feiner, küstenferner Cephalopodenmergel in der Nachbarschaft) und erst in der Oberkreide tauchten sie als Teil der Alpen wieder empor. Nun war aber diese kristalline Hebungszone von der wesentlich verkleinerten böhmischen Masse durch die tiefe Flyschrandsenke getrennt. Sie verhielt sich zur böhmischen Masse wie heute das Aarmassiv zum Schwarzwald: eine Zone autochthoner kristalliner Massive. Diese autochthonen oberkretazischen Randmassive spendeten nach N Breccien-, Sand- und Schlammmaterial und bedingten so die Zusammensetzung des Flysches, die bei einem nur aus Gesteinen

der alpinen Trias bestehenden Ursprungsland nicht verständlich wäre, nach S. beeinflußten sie die Gosauschichten in demselben Sinne. Diese Zone (man wird ihr vielleicht den Namen Großsattel [Abendanon, W. Penck] zuteilen dürfen), war jedoch alles andere als eine hohe, geschlossene Kette. Vielmehr wird man sie sich als eine Reihe flacher Inseln zwischen Gosau- und Flyschmeer vorstellen müssen. Spengler folgert eine solche Trennung der beiden Meeresgebiete, ausgehend von ganz anderen als den eben dargelegten Voraussetzungen, gleichfalls. Er stellt für die Zeit bis zum Ende des unteren Campanien, und um diese handelt es sich ja hier, einen scharfen (vielleicht allzu scharfen) ökologischen Unterschied fest zwischen dem warmen, von Hippuriten, Aktäonellen, Korallen bevölkerten Gosau- und dem kühleren, nur von Inoceramen bevölkerten Flyschmeer. Einer Anregung von Herrn Geheimrat Kosmat folgend, möchte ich vermuten, daß das Gosau- nach Osten mit der mediterranen Oberkreideentwicklung zusammenhing.

Heute sind die autochthonen Randmassive der Oberkreide freilich größtenteils unsichtbar und nur mehr zu erschließen. Noch im Eocän scheinen sie zwar als Nordteil der Alpen vorhanden gewesen zu sein (Konradshaim [Spitz,¹⁰⁰] S. 37], Riesenkonglomerate mit Kreideflyschbruchstücken [Geyer,⁴⁴] S. 78 u. 79], in späteren Phasen der alpinen Gebirgsbildung aber wurden sie von den nördlichen Kalkalpen tektonisch überfahren und völlig verdeckt. Nur einige Fetzchen wurden als Klippen auf der Überschiebungsbahn ans Tageslicht geschleppt. Die bekannteste ist die Granitklippe mit dem Leopold v. Buch-Denkmal. Wenn man sich zu Staub's¹⁰³) paläogeographischen Methoden bekennen wollte, so könnte man die fragliche Zone autochthoner Massive als „Geantiklinale“ bezeichnen. Ihre weitere Entwicklung ist aber eine ganz andere, als sie den Schweizer Geantiklinalen eigen sein soll. Aus dem Scheitel der Hebungszone wird keine Deckenstirn, sondern er wird überschoben durch die mächtigen Sedimentlagen der südlichen Nachbargebiete. Gleichzeitig bestätigt sich die Auffassung von der wenig tief greifenden Natur der kalkalpinen Schubmassen, die Ampferer mehrfach vertreten hat [zum Beispiel ⁹].

Nicht mehr kristalline Gesteine bilden seitdem die nördlichste Zone der Alpen und entsprechend hat sich die Beschaffenheit der Randsenkensedimente geändert. Im späteren Tertiär

wurde nicht mehr Flysch, sondern Molasse in der Randsenke abgelagert.

Im Campanien etwa [nach Spengler⁹⁸⁾ an der Wende von Ober- und Unterampanien] führt das weitere relative Steigen des Meeresspiegels in den nördlichen Kalkalpen zu wesentlichen paläogeographischen Veränderungen. Im Riasküstengebiet greift das Meer jetzt auch über Teile der zwischen den ertränkten Tälern erhaltenen älteren höheren Rumpfflächen hinweg und vergrößert so wesentlich sein Areal. [Es bedeckte jetzt zum Beispiel das ganze Salzkammergut, Spengler,⁹⁸⁾ S. 63; griff hinauf auf die oberkretazischen Plateaus auf Blatt Wiener-Neustadt usw.], aber auch die autochthonen Massive konnten schließlich ihren Charakter als Insel- und Abtragungsgebiete nicht mehr aufrecht erhalten. Denn auch ihre orographische Höhe war entsprechend der damals noch geringen Geschwindigkeit der orogenetischen Hebungsbewegungen nur eine geringe. So wurden auch sie vom Wasser überflutet und damit fiel die Schranke zwischen Gosau- und Flyschmeer.

Im Obercampanien — unteren Maestrichtien dehnte sich ein einheitliches, weites Meer zwischen europäischem Kontinent und Südzone der nördlichen Kalkalpen aus. Die geschützte Lage des bisherigen Gosaumeeres war aufgehoben, kalte Strömungen konnten nach Spengler⁹⁸⁾ bis zur bisherigen Gosausüdküste vordringen und die reiche Korallen- und Rudistenfauna starb aus. Eine einheitliche Inoceramenfauna, die bisher auf die Flyschzone beschränkt war, tritt nun auch in den Kalkalpen auf. Auch petrographisch zeigen die Sedimente eine große Gleichmäßigkeit. Überall werden feinsandige bis sandfreie Mergel abgelagert. Wir fanden diese Nierentaler Mergel in der helvetischen Zone, im (Salzburger) Flysch und wir finden sie auch über den Gosauschichten.

Bisher ist nicht versucht worden, diese Transgressionserscheinungen zu erklären. Eine Klarstellung ihrer letzten Ursachen ist auch heute noch nicht möglich; nur eines scheint sicher: es handelt sich bei der fast in ganz Europa nachweisbaren (Euron-senonen höchsten Steigerung der Transgressionsvorgänge um ein Ereignis, das zwar durch lokale Hebungs- und Senkungsvorgänge, zum Beispiel durch Achsenschwankungen im Sinne W. Pencks, vielleicht beeinflusst, gemildert oder gesteigert wurde, das sich aber durch solche lokale Ursachen nicht er-

klären läßt. Die Aenderungen des Küstenverlaufes erscheinen in diesem Falle unabhängig vom Eigenleben des Alpengebirges. Entsprechende Anschauungen wurden schon im Teil I geäußert.

Ebenso steht es mit der unmittelbar darauf folgenden Regression.

Grünsandhorizonte und die rote Färbung der höheren Nierentaler Mergel im helvetischen, die entsprechenden roten Schichten im Flyschgebiet und Konglomerathorizonte in den Kalkalpen [Spengler,⁹⁸) S. 63] zeigen das Einsetzen der Regressionen im obersten Maestrichtien an und das Endergebnis ist eine vollständige Trockenlegung der Kalkalpen. Jetzt, während der Regression, machen sich speziell im Salzkammergut [Spengler⁹⁸)] zum ersten Male Gerölle aus der Grauwackenzone reichlich bemerkbar; das ist ein Beweis dafür, daß Hebung und Abtragung auch zur Zeit der stärksten Transgressionen dort angedauert und tiefere Gesteine bloßgelegt hatten. Als dann im Mitteleocän das Meer erneut vom Senkungsgebiet der Flyschzone Besitz ergriff, hatten die nördlichen Kalkalpen schon genügend orographische Höhe erworben, um nicht wieder, wie in der Gosauzeit, von den Transgressionen überwältigt zu werden.

Die Küstenlinie konnte von nun an die Kalkalpen-Nordgrenze nur in ganz unbedeutendem Ausmaße alpeneinwärts überschreiten.

B. Westliche Ostalpen.

(Siehe auch hiezu Fig. 3 und Fig. 4.)

Das Bild derjenigen Krustenteile, die heute die westliche Hälfte der Ostalpen aufbauen, ist zur Kreidezeit nicht ganz so einfach wie das der östlichen Ostalpen. Auch erscheint dort eine bis in die Einzelheiten gehende paläogeographische Rekonstruktion heute noch verfrüht. Namentlich im Grenzgebiet zwischen West- und Ostalpen ist die Tektonik noch durchaus nicht widerspruchlos geklärt. Selbst wenn man von den ganz extremen und zweifellos nicht mehr haltbaren Vorstellungen von Rothpletz [⁹²) usw.] und Mylius⁸¹) absieht, so bestehen doch noch zwischen dem gemäßigten Standpunkt Ampferers, Koßmats usw. und der extremen Auffassung der Schweizer Geologen und Kobers tiefgreifende Unterschiede. Und auch in den Auffassungen der Schweizer selbst ist im einzelnen noch vieles widerspruchsvoll, noch alles im Fließen [siehe zum Bei-

spiel A. Jeannet, in Albert Heim,⁵⁶⁾ S. 69 ff.]. Obendrein sind die stratigraphischen Fragen noch längst nicht bis ins Einzelne aufgeheilt. Der Einzige, der trotzdem eine ausführliche paläogeographische Rekonstruktion versucht, ist R. Staub.¹⁰³⁾ Bekanntlich führt er alle an sich zweifellos richtig beobachteten Überschiebungen auf Schub aus SSO zurück und erhält so im penninischen, unter- und mittelostalpinen Gebiet ein gewaltiges Deckensystem. In Abhängigkeit von dieser noch durchaus ungewissen Tektonik, von der Vorstellung, daß seit dem Paläozoikum tektonische und fazielle Einheiten sich stets genau gedeckt haben und daß die ganzen Alpen ziemlich gleichzeitig zum tektonischen „Paroxysmus“ gelangt seien, zieht er seine Folgerungen. Als paläogeographisches, noch in der Kreide geltendes Bild erhält er eine große Anzahl paralleler „Geantiklinalen“ und „Geosynklinalen“, eine Wellblechstruktur, wie sie nirgends auf der Erde vorhanden gewesen ist. Staub erzielt so ein hochkompliziertes Faziesbild, während doch gerade die Vereinfachung der faziellen Paläogeographie einer der Hauptzwecke und die stärkste Stütze deckentheoretischer Deutungen ist (siehe die helvetischen Decken). Aus jeder der „Geantiklinalen“ läßt er im Tertiär eine Decke hervorgehen und glaubt so in verhängnisvollem Zirkelschluß seine Tektonik zu beweisen. Folgt man der tektonischen Deutungsweise Staubs nicht, so erledigt sich auch seine Wellblechpaläogeographie mit ihrer schematischen Wiederholung derselben Sedimente in angeblich durch „Geantiklinalen“ scharf getrennten Geosynklinalen. Die Zahl der Decken vermindert sich schon stark, wenn man nicht jede tiefere unter den höheren durchzieht, sondern etwa wie Arnold Heim^[58], S. 482] im helvetischen Gebiet und Jeannet und Albert Heim^[55], S. 669] ein Auskeilen und Abgelöstwerden durch die höheren annimmt.

Noch stärker vereinfacht sich das Bild, wenn man aus der sigmoidalen Biegung der Alpen starke, querfaltende Kräfte ableitet (Ampferer, Spitz und Dyhrenfurt) und mit Kobmat die scheinbare Vielheit der Decken auf „teleskopartiges Zusammenschieben“ eines relativ einfachen Systems zurückführt.

1. Zentralzone.

In den westlichen Ostalpen soll zunächst die Geschichte des in der heutigen kristallinen Zentralzone entstehenden und in

die Kalkalpen hineinwachsenden Gebirges verfolgt werden. Wir haben es bereits in den östlichen Ostalpen kennen gelernt.

Seine neokome Nordküste war noch im Salzachgebiet in den Roßfeldschichten der tirolischen Zone deutlich zu spüren. Weiter westlich ist nicht genau horizontierbare untere Kreide in feiner Flyschfazies nur von Holzgau im Lechtal bekannt [Haniel⁵²⁾]. Sie geht ohne scharfe Grenze aus dem Liegenden (Aptychenkalke) hervor und ist wohl auf zentralalpine Gebirgsbildung zurückzuführen. Im übrigen fehlen bisher im Westteil der nördlichen Kalkalpen Anzeichen neokomer, zentralalpiner Gebirgsbildung. Die Entfernung von deren Schauplatz war größer als in den mittleren oder gar den östlichen Teilen. Zwei Ursachen dafür sind denkbar: Entweder nahm die Entfernung zwischen neokomen Zentralalpen und dem kalkalpinen Neokom nach W immer mehr zu oder die Zentralalpen waren als Abtragungsbezirk überhaupt noch nicht so weit nach W gewachsen. Dann hätte das feinmergelige nordalpine Neokom um das Westende der damaligen Ostalpen herum hier in direkter Verbindung mit dem Bianco der Südalpen gestanden.

Auch Gaultsedimente aus dem Einflußbereich der entstehenden Zentralalpen sind bisher nicht sicher bekannt. Wahrscheinlich verbergen sie sich aber unter anderem Namen (zum Beispiel Teile von Haniels Holzgauer Kreideflysch, der lückenlos bis ins Senon zu reichen scheint, und von Ampferers mächtigen Kreideschiefern der westlichen Lechtaler Alpen, die noch vorgosauisch stark disloziert wurden, [6) 11]) dagegen stellenweise untrennbar aus dem Jura hervorgehen [v. Seidlitz,⁹⁶⁾ S. 49]. Die Geschichte des nördlich gegenüberliegenden Ufers, an dem wichtige Veränderungen vor sich gehen, soll weiter unten besprochen werden.

Wenn man die Entwicklung der Ostalpen in der oberen Kreide weiter verfolgt, so ist eine Steigerung der Orogenese deutlich zu beobachten. Die Darstellung muß sich jedoch auf die großen Züge beschränken, da eine genaue Altersfestlegung der Sedimente oft nicht möglich ist, die von Zeit zu Zeit auf den tektonisch bewegten und im allgemeinen in Abtragung begriffenen Untergrund transgredieren.

Im Kufsteiner Gebiet, etwa an der Tierseer Mulde [Schlosser⁹⁴⁾] findet sich im Cenoman ein wichtiger Unterschied zwischen nördlicher, relativ küstenferner, cephalopodenführender

Mergelfazies und südlicherer Kalksandsteinfazies mit Exogyrenbreccien, transgressiv auf Trias und Neokom. Das Cenoman zeigt nahe faunistische Beziehungen zum Regensburger, die sich nach Schlosser nur dadurch erklären lassen, daß beide an den Küsten desselben Meeres entstanden. In der Gosauzeit^[94], S. 534] scheint etwas südlich von Kiefersfelden bei Kufstein lange Zeit die Küste gelegen zu haben (Actäonellen, Rudisten, Brack- und Südwasserschichten). Ob dann die Zementmergel von Eiberg bei Kufstein das Nierentaler Transgressionsmaximum bedeuten, das wir in den östlichen Ostalpen schon konstatieren konnten, ist leider nicht sicher zu entscheiden. [Schlosser⁹⁴⁾ nennt sie S. 542 Santonien, S. 560 Obersenon.]

Im Unterinntal ist die vorgosauische Gebirgsbildung als Faltung ausgebildet, wie Ampferer²⁾ und neuerdings wieder Leuchs⁷⁶⁾ nachgewiesen haben.

Weiter im Westen ist auf Grund der zahlreichen Ampfererschen Arbeiten [^{2) 4) 5) 6) 11)}] das Wachstum der ostalpinen Zentralzone zu studieren. Anfangs sind die heutigen Lechtaler Alpen in der Hauptsache Ablagerungsgebiet korrelater Schichten. Kreideschiefer, zum Teil vielleicht noch von Gaultalter (siehe oben), sicher aber bis ins Cenoman hinaufreichend [*Orbitolina concava*⁶⁾], werden in großer Mächtigkeit abgelagert. Nach Westen lassen sie sich weiter verfolgen, im Quellgebiet der Bregenzer Ach wurden sie von Mylius als „Flysch“ kartiert^{79) 81)} und von Ampferer [⁶⁾, S. 314] in noch größerer Ausdehnung nachgewiesen. Sie reichen schließlich bis ins Rhätikon [v. Seidlitz,⁹⁶⁾ S. 49, 50], wo sie von Ampferer als identisch mit den Lechtaler Kreideschiefern erkannt wurden. In der unteren Oberkreide hatte (wie in der Mittelkreide) die Gebirgsbildung in den Kalkalpen selbst noch kein großes Ausmaß erreicht. Die Diskordanz, mit der die Kreideschiefer ihrer Unterlage aufliegen, ist nur im Süden deutlich [Flexenpaß,⁶⁾ S. 310] und während der Ablagerung lag die Küste im allgemeinen südlich des heutigen Kalkalpensüdrandes.

In der höheren Oberkreide läßt sich mit Hilfe der transgredierenden Gosauschichten, die vor allem von Ampferer eingehend studiert wurden, feststellen, daß die Orogenese weitere energische Fortschritte gemacht hat.

Die südlichsten Zonen der Kalkalpen sind endgültig aus dem Meer herausgehoben, tektonisch recht stark gestört und

ziemlich tief abgetragen worden. Dabei wurden auch die Kreideschiefer der westlichen Lechtaler Alpen mit ergriffen und zum Teil in überkippte Lagerung gebracht: Eisenspitze bei Flirsch [Ampferer¹¹⁾]. Eine den Verhältnissen der östlichen Ostalpen analoge vorgosauische Überschiebungstektonik ist dagegen nicht rekonstruierbar und hat wohl auch nicht bestanden.

Ampferers Inntaler (etwa = tirolische) Decke zeigt natürlich postkretazische Überschiebung und höchstens die Krabachjochdecke könnte vielleicht vorgosauisch sein. Aber auch das ist nach dem Muttekopf-Larsenprofil [⁶⁾, S. 323] unwahrscheinlich. Ampferer selbst hat sich meines Wissens nirgends genauer über diese Frage geäußert.

Die Gosauküste verlief, offenbar als ähnliche Riasküste wie in den östlichen Ostalpen, in der südlichsten Zone der heutigen Kalkalpen (Muttekopf, Brandenburg); nördlich von ihr breitete sich als offenes Meer die überflutete Piedmontfläche aus, auf der die Gosauablagerungen häufig flyschähnlichen Charakter annehmen. In der tiefbajuvarischen = Allgäuer Schubmasse (Gosau von Gerstruben, den Tannheimer Bergen, Vilser Alpen) findet sich heute diese Ausbildung der höheren Oberkreide. Ampferer will sie neuerdings¹²⁾ zum Teil ins Cenoman stellen, aber die Führung von exotischen Geröllen, die schon eine ziemlich tiefe Abtragung des Nährgebietes voraussetzt, scheint mir dagegen zu sprechen. In der Lechtaler (hochbajuvarischen) Schubmasse ist am hohen Licht noch typische küstennahe Gosau nachgewiesen, nicht weit davon finden sich aber auch feine senone Foraminiferenmergel [Haniel⁵²⁾], von Seewermergelfazies. Sie entsprechen vielleicht jenem Maximum der Transgressionen, jener Sedimentverfeinerung, die im Osten der Ostalpen durch die Nierentalmergel bezeichnet werden. In der Lechtaler Schubmasse handelt es sich wohl um die inselreiche Grenzzone zwischen geschlossener Gosauküste und weithin von freiem Meer überfluteter Piedmontfläche. Genauere Angaben können wegen starker postkretazischer Tektonik und lückenhafter Erhaltung der Oberkreide nicht gemacht werden.

Im Quellgebiet der Bregenzer Ach fand das Gosaumeer ebenfalls (im Gegensatz zur tieferen Oberkreide) eine deutliche Küste vor, wie die sehr grob konglomeratische Gosau auf der Nordseite der Braunarlspitze [Mylius,⁸¹⁾ S. 17] beweist. Sie gehört sogar noch der Allgäuer Schubmasse an [Mylius,⁷⁹⁾

Karte]. Auch hier läßt sich vielleicht aus den Angaben von Mylius [⁸¹], S. 18] ein Transgressionsmaximum mit Nierentaler (Mylius sagt Seewer-) Fazies entnehmen.

Die exotischen Gerölle in der Gosau der westlichen Ostalpen stammen aus den Zentralalpen. Sie sind von Ampferer und Ohnesorge²⁾ untersucht worden und ließen Schlüsse zu auf das geringe Relief (nur randlich zerschnittener Primärrumpf), die gegen heute größere Breite und die nur bis zum Quarzphyllit hinabreichende Denudation der westlichen Zentralalpen.

Am Ende der Kreide sind auch die besprochenen Gebiete wieder ganz Land geworden. Mylius gibt [⁸¹], S. 18) über seinen kalkalpinen „Seewermergeln“ (die, wie gesagt, wohl das Transgressionsmaximum bezeichnen) wieder „Flysch“ an. Man wird ihn vielleicht als Regressionserscheinung deuten können, in Analogie mit den über den Nierentaler Mergeln des Salzkammergutes folgenden Konglomeraten, die Spengler [⁹⁸], S. 63] beschreibt.

Das Untereocän fehlt gänzlich. Erst vom Mitteleocän an versucht das Meer wieder in die Kalkalpen einzudringen. Erfolg hat es damit nur im Unterinntal und dessen östlicher Nachbarschaft (Reit im Winkel) [Schlosser⁹⁴].

2. Rumunischer Rücken.

Im Alttertiär und schon in der Kreide haben wir es auch in den westlichen Ostalpen nicht mit der ungehindert nach N sich vergrößernden Zentralzone der Ostalpen allein zu tun. Schon im Neokom ist das Nordufer des kalkalpinen Sedimentationsraumes in derselben Weise westlich der bayrischen Traun festzustellen, wie im Ennsgebiet und der Langbathsscholle. Wieder ist es die tiefbajuvarische, die tiefste tektonische Einheit der Kalkalpen, in der das gelingt:

Dacqué nennt³⁰⁾ aus der Umgebung des Schliersees Unterkreideablagerungen in „Flyschsandstein- und Mergelfacies“ mit feinkonglomeratischen Bänken. Weiter im W hat Boden dieselben Gesteine nachgewiesen.²²⁾ Er beschreibt ebenfalls aus der nördlichsten Randzone der Kalkalpen im Südwesten des Tegernsees neokome Aptychenkalke, die durch unlösbaren Übergang mit dem Jura verknüpft sind, nach oben aber mergeliger werden. Sandsteinbänke zeigen und schließlich in Flyschfazies mit Fukoiden übergehen.

Das nördliche Landgebiet, in dessen Einflußbereich das genannte tiefbajuvarische Neokom abgelagert wurde, kann jedoch hier im W nicht mehr als Südteil der böhmischen Masse angesprochen werden, wenn es auch zweifellos nach Osten mit ihr zusammenhing. Denn es war in Bayern und noch mehr in der Schweiz vom Hauptteil des europäischen Kontinentes getrennt durch einen Senkungs- und Sedimentationsraum.

In den östlichen Ostalpen war von diesem Trog nichts zu spüren. Er ist auf die westlichen Ostalpen und die Westalpen beschränkt und wird ganz allgemein als Penninisches Meeresbecken bezeichnet. Die in ihm entstandenen Schichten besitzen Bündner Schieferfazies. Seinen Nordrand haben wir in der unteren helvetischen Kreide Bayerns, Vorarlbergs und der Ostschweiz bereits genauer kennen gelernt. Der Rücken aus Gesteinen des tieferen Untergrundes, der sich im tiefbajuvarischen Neokom bemerkbar macht, hing also damals noch mit der böhmischen Masse zusammen, verlief ungefähr in südwestlicher Richtung, trennte das penninische Senkungsgebiet von dem kalkalpinen und lieferte hauptsächlich das Material für den Bündner Schiefer. (Vgl. Fig. 3.)

Im Folgenden wird dieser Rücken als Rumunischer Rücken bezeichnet werden. (Der Name Rhätisch, der sich zunächst aufdrängt, ist leider wegen allzu vielseitiger Verwendung für einige Jahrzehnte unbrauchbar geworden.)

Am Westende der Ostalpen ist er nicht mehr wie in Oberbayern nur durch Betrachtung korrelater Ablagerungen zu erschließen. In Allgäuer Alpen, Lechtaler Alpen und Rhätikon fehlt selbst im Neokom der Allgäuer Schubmasse jede Spur eines nördlichen Landes, dafür aber liegt jetzt der Rumunische Rücken selbst, allerdings weithin über die penninischen Sedimente vorgeschoben, als unterostalpinen Deckenpaket vor. Von seinem Nordhang stammen die Gesteine der Falknis- und Sulzfluhdecke mit ihrem litoralen oder wenigstens klastischen Jura und Neokom (Falknis- und Tristelbreccie). Mit den am gegenüberliegenden Ufer des penninischen Meeresraumes entstandenen Schrättkalk zeigt die Tristelbreccie eine gewisse Ähnlichkeit. Sie ist wohl auf Übereinstimmung der paläobiologischen Verhältnisse zurückzuführen. Anderswo [Cadisch²⁸] kommen neokome Sand- und Kieselkalke vor. Gesteine vom Scheitel des Rumunischen Rückens, die daher nur selten und nur in grobklastischer

Fazies Kreide enthalten, liegen in der an ophitischen Gesteinen reichen „Aroscher Schuppenzone“ vor. Sie entspricht im großen Ganzen der rhätischen Decke Steinmanns, v. Seidlitz und Trümpys. Bereits vom Südostabhang des Rumunischen Rückens, der sich zum kalkalpinen Meerestrog abdachte, stammen diejenigen tektonischen Elemente, die heute [Übereinkunft Albert Heim,⁵⁵⁾ S. 694] am Westende der Ostalpen als „mittelostalpine“ bezeichnet werden (Campodecke, Engadiner Dolomiten). All das kann jedoch nur als ungefähre Ortsangabe betrachtet werden. Eine genaue Festlegung des Rumunischen Rückens auf bestimmte tektonische Elemente ist nicht nur wegen der Unfertigkeit der tektonischen Deutung bedenklich, sondern auch deshalb, weil Deckengrenzen sich erfahrungsgemäß durchaus nicht immer streng an Faziesgrenzen zu halten pflegen. Im Allgäu und in Bayern sind die Klippen kristalliner Gesteine, die hier und da an der Kalkalpenbasis auftreten, als Spuren des Rumunischen Rückens anzusehen.

Im Vorstehenden sind wir von Osten her dazu geführt worden, einen Rumunischen Rücken anzunehmen, der schon in der Trias penninisches und ostalpines Meer, also gemeinsam mit der böhmischen Masse germanischen und mediterranen Lebens- und Klimabereich trennte. Dieser Rücken beantwortet Fragen, die zur Aufstellung der Hypothese vom Vindelizischen Gebirge geführt haben. Aber er hat nicht die Nachteile des Vindelizischen Gebirges, das mitten in einem geschlossenen Gebiete schlamm- und sandarmer Schelfmeersedimente aufgeragt haben soll. Er lag an einer anderen Stelle, nicht nördlich, sondern innerhalb des heutigen Alpengebirges haben wir seine Spuren gesucht und gefunden. Wie dieser Rücken auch in der Mittel- und Oberkreide alle Aufgabe erfüllt, für die man das unmögliche Vindelizische Gebirge erfunden hatte, das soll so gleich behandelt werden.

Zunächst aber muß noch betont werden, daß ganz neuerdings auch die Berner Geologenschule von Westen an das Problem herangehend, einen solchen Rücken aufstellt. Cadisch²⁹⁾ *) nennt ihn das „unterostalpine Inselkranzgebirge“ und sieht die „orogene“ (Arbenz) Fazies, die in allen Hori-

*) Diese Arbeit bekam ich erst nach Abschluß des vorliegenden Abschnittes in die Hand und erteilt durch sie eine Bestätigung der dargelegten Auffassung.

zonten auftretenden Breccienlagen als sein Hauptcharakteristikum an. Auch er läßt ihm, wenn ich recht verstehe, in Südwest-Nord-ost-richtung verlaufen. Jedoch kann das „Unterostalpine Inselkranzgebirge“ nur für einen Schweizer das „werdende Alpengebirge“ κατ' ἐξοχήν vorstellen; betrachtet man die ganze Alpenkette, so gibt ihm schon in der Kreidezeit die wachsende ostalpine Mittelzone an Dimensionen nichts nach und schließlich überwältigt sie ihn auch tektonisch.

Der Rumunische Rücken und seine Geschichte sind nun weiter zu verfolgen. In der mittleren Kreide bemerkt man an ihm den Einfluß der wachsenden Mittelzone der Ostalpen. Wie in den östlichen Ostalpen verlegt diese auch in Bayern ihre Randsenke ein Stück nach Norden. Dadurch wird der Rumunische Rücken von der böhmischen Masse losgetrennt, das penninische Meer kommt in ganz ungehinderte Verbindung mit der Randsenke der östlichen Ostalpen. Das zeigt sich sofort in der Beschaffenheit der helvetischen Sedimente Bayerns und der Schweiz.

Weiter im Südwesten zeigt der Rumunische Rücken, wie wohl schon im Jura und Neokom eine Aktivität orogener Art (Arbenz), hier wird er nicht, wie die südlichsten Teile der böhmischen Masse, in die mittelkretazische Randsenke hinabgedrückt, sondern er bleibt Hebungs- und Abtragungsbezirk. In seinem nördlichen Randgebiet [Falknis, Trümpy¹⁰⁷] wird die mittlere Kreide in flyschähnlicher Fazies abgelagert mit Breccien und Quarziten [Cadisch²⁹]. Etwas weiter südlich [Sulzfluhdecke, v. Seidlitz⁹⁵] fehlt sie stellenweise und ist durch eine Diskordanz ersetzt. Dem Falknisgault entsprechende Schichten von der Südseite liegen im Flyschgault von Hindelang (Allgäu) vor.

Im Cenoman ist in Südbayern ganz genau so, wie in den östlichen Ostalpen, die alpine Randsenke weiter nach Norden gewandert. Die östlichen Teile des Rumunischen Rückens tauchen energisch wieder auf und bilden als Teil der Ostalpen eine Randzone besonders starker Abtragung. So ist grobklastisches, zum Teil bis auf Hauptdolomit hinabgreifendes Cenoman in der tiefbajuvarischen Zone weit verbreitet, vom Laber-Gebirge bis ins Allgäu. An mehreren Punkten (Labergebirge, Hindelang) konnte ich mich genauer von seinem ausgesprochen litoralen Charakter überzeugen. Der Rumunische Rücken wird zur westlichen Fortsetzung der autochthonen oberkretazischen Rand-

massive der östlichen Ostalpen, so wie er bis zur Unterkreide die Fortsetzung der südlichsten Teile der böhmischen Masse war. Weiter südlich folgt eine Zone, wo die Cenomandiskordanz nicht so scharf ist oder ganz fehlt. Namentlich in der Lechtaler Schubmasse liegt die obere Kreide meist auf Oberjura. Das ist jenes relativ niedere Gebiet, das auch in der höheren Oberkreide vom Gosaumeer bedeckt war.

Erst in der allerobersten Kreide wurde die große flache Mulde, die so lange Mittelzone der Ostalpen und Rumunischen Rücken getrennt hatte, endgültig Land. Jetzt verschmolzen beide ursprünglich geschiedenen Regionen zu einer Einheit, dem Alpengebirge.

Es scheint nicht, als ob bei dieser Verschmelzung der Rumunische Rücken sich in seinen südwestlichen Teilen vorübergehend in die Randsenke der ostalpinen Mittelzone hat hinabdrücken lassen, wie es sein Ostende und Teile der böhmischen Masse sich gefallen lassen mußten. Auch zur Zeit der stärksten Transgressionen (Turon-Untersenen) ragte er im Westen noch teilweise über Wasser, so daß wenigstens der Arosener Schuppenzone sichere *Couches rouges* fehlen [29], S. 38], die *Couches rouges* der Sulzfluhdecke relativ küstennah (rot), die der Falknisdecke erst weiß und küstenfern sind [55], S. 769]. Allerdings ist zu bedenken, daß „*Couches rouges*“ nicht stets ein genau horizontierter Begriff ist.

In der obersten Kreide, wohl seit dem oberen Maestrichtien, dehnte der Rücken seinen orogenen Einflußbereich sogar weiter nach Norden aus. Er gliederte sich weite Teile des penninischen Gebietes an und machte den Südtail des helvetischen Meeres zu einem Bestandteil seiner Randsenke (siehe I). Auf diese Vorgänge und auf die dabei erfolgende Abtragung im Penninikum ist wohl die große Lückenhaftigkeit und das weitgehende Fehlen der „Bündner Kreide“ zurückzuführen. Trotzdem hatten die penninischen Gebiete noch kein irgendwie bedeutendes Relief erlangen können. Sie müssen Primärrumpfcharakter besessen haben. So konnte das Mitteleocänmeer ohne Schwierigkeiten auf ihnen bis in die heutige Sulzfluhdecke [Cadi sch²⁹]) transgredieren, genau so, wie einst das Gosaumeer die Kalkalpen hatte überfluten können. Die Kalkalpen, zentraler gelegen und in schnellerer Hebung begriffen, waren allerdings dieser Gefahr

jetzt nicht mehr ausgesetzt, die Gosautransgression hat sich nicht wiederholt.

Der Rumunische Rücken und die sich ihm nach und nach angliedernden penninischen Gebiete erfüllen in oberer Kreide und Alttertiär eine sehr wichtige Funktion. Genau, wie der Rumunische Rücken bisher schon nach Norden das Material für den Bündner Schiefer geliefert hat, spendet er jetzt Schlamm und Sand, ja Konglomeratmaterial in das Flyschmeer, die alpine Randsenke. Auch jetzt übernimmt er wieder Aufgaben, für die man einst das Vindelizische Gebirge auf der Nordseite der Flyschzone erdacht hatte. Er erweist sich auch so als die richtige westliche Fortsetzung der Zone autochthoner kristalliner Randmasse der östlichen Ostalpen. So kommt es, daß die alpine Randsenke, wie im Osten, so auch im Westen, so lange der Rumunische Rücken noch unüberschoben der Abtragung ausgesetzt ist, sand- und schlammreiche, kalkarme Sedimente aufnimmt. Als dann aber der Rumunische Rücken, überfahren von den kalkalpinen Decken, seinen Einfluß auf die Randsenkensedimente verliert, werden dort andere Gesteine, die Molasseserie, abgelagert.

So ist festzustellen, daß die Mittelzone der Ostalpen schließlich doch von den beiden Gebirgszügen, die „Alpen“ werden wollten, der stärkere war. Sie unterjochte sich den Rumunischen Rücken genau so, wie weiter östlich die autochthonen kristallinen Randmassive, und prägte dem allergrößten Teil der Schweizer Alpen den einseitigen Bau einer Gebirgsrandzone auf.

Schlußzusammenfassung.

Zum Schlusse soll nun noch einmal kurz die kretazische Geschichte der Krustenteile zusammengefaßt werden, die heute die nördlichen Ostalpen aufbauen.

Schon im Neokom ist das Gebiet deutlich differenziert in kontinentale und Hebung- und Senkungszonen. Ein Stück über das Aarmassiv und im Osten über das Buch-Denkmal (bei Weyer, Oberösterreich) nach Süden reichte noch der mitteleuropäische Kontinent. Im Osten lagen seine kristallinen Gesteine schon lange bloß, im Westen dagegen war er weitgehend durch Schelfmeersedimente des älteren Mesozoikums verhüllt. Er war sehr niedrig.

Die neokome Südabdachung des mitteleuropäischen Kontinents war im Westen eine ganz allmähliche. Auf ihr entstanden Sedimente in helvetischer Fazies. Schelfmeerzyklengliederung zeichnet sie aus. Weiter schloß sich das freie Penninische Meer mit eintönigen Bündner Schiefern, pelagischer Fazies, an. Stieg man im Osten von der böhmischen Masse nach Süden hinab, so kam man durch einen Gürtel schlammig-sandiger Seichtwassersedimente in das kalkalpine Meeresbecken, ebenfalls mit pelagischer Neokomausbildung. Bei Wien lag indessen der Südrand des mitteleuropäischen Kontinentes nicht mehr, wie in den ganzen übrigen Ostalpen, an der von Trias und Jura her altgewohnten Stelle, er war vielmehr seit dem Lias ein gut Stück nach Norden verlegt.

Getrennt waren penninisches und kalkalpines Meer schon lange durch den Rumunischen Rücken; er erfüllte so die Funktionen des unhaltbaren, aber doch anscheinend unentbehrlichen Vindelizischen Gebirges, verlief etwa Südwest-Nordost und hing zwischen Inn und Enns mit der böhmischen Masse zusammen. Sein Südufer bildete die Fortsetzung des Südufers der böhmischen Masse und wurde im tiefbajuvarischen Neokom nachgewiesen. Nach dem Penninischen Meer lieferte der Rumunische Rücken ziemlich grobes Material für Sulzfluh-Falknisdecke und Bündner Schiefer.

Ein zweiter Hebungsbezirk ist auf der Südseite der nördlichen Kalkalpen mit ihrem sonst im allgemeinen äußerst feinen Neokom zu verspüren: es ist die wachsende Mittelzone der Ostalpen. Korrelate Sedimente sind namentlich die Roßfeldschichten.

In der mittleren Kreide erfolgt eine Steigerung der orogenetischen Vorgänge. Die ostalpine Mittelzone gliedert sich weite Teile der Kalkalpen an, wobei es sogar zu energischen, raumverkürzenden, tektonischen Bewegungen kommt (Faltung, ja Überschiebung). Gleichzeitig verlegt sie ihre Randsenke in den Bereich der böhmischen Masse hinein (nur bei Wien ist das schon vor dem Neokom geschehen). Die Landverbindung zwischen dem Rumunischen Rücken und der böhmischen Masse löst sich, eine einheitliche Meereszone vom Rhein bis Wien wird von Ost-West verlaufenden, Grünsand transportierenden Strömungen durchzogen. Der Rumunische Rücken selbst beginnt rascher zu steigen. An seinem Nordhang (Falknis-Sulzfluh) entsteht Gault in flyschartiger Fazies, ebenso an seinem Südhang (Hindelang).

Die Oberkreide zeigt den Fortgang derselben gesetzmäßigen Entwicklung: Die Mittelzone der Ostalpen wächst weiter, verlegt ihre Randsenke immer mehr nach Norden und gliedert sich schließlich sogar ehemals zur böhmischen Masse gehörende kristalline Streifen (Buch-Denkmalzone) als autochthone Randmassive an, nachdem das Wellental der Randsenke darüber hinweggewandert ist. Im Westen verhält sich der Rumunische Rücken ähnlich, engt das penninische Meer durch sein Wachstum ein und drängt das helvetische Ufer nach Norden zurück. Außerdem verschmilzt der Rumunische Rücken mit der ostalpinen Mittelzone zu einem Landgebiet. Rumunischer Rücken und Zone der kristallinen Randmassive übernehmen von der Oberkreide an eine weitere Funktion jenes Vindelizischen Gebirges: die Lieferung von Flyschmaterial, speziell der exotischen Gerölle. Das Flyschmaterial stammt also in seiner Hauptsache weder von Norden noch aus den Zentralalpen.

Bei der ganzen Entwicklung der nördlichen Ostalpen zeigt sich ein gewisser Vorsprung des Ostens vor dem Westen, ja sogar die sogenannten tektonischen „Einheiten“ beginnen und beschließen ihre Entwicklung im Osten eher als im Westen, so daß wenigstens ihr kretazisch-paläogeographischer Wert in Frage gestellt scheint. Damit ist natürlich ihre Bedeutung für die Orientierung nicht in Zweifel gezogen.

Was wir direkt beobachten konnten, ist allerdings hauptsächlich der jeweilige Küstenverlauf. Dieser aber wird bestimmt durch drei interferierende und leider nicht durchwegs reinlich trennbare Faktoren:

1. Die soeben geschilderte, gleichmäßig voranschreitende Eigenentwicklung der Alpen und ihrer untrennbarer zugehörigen Randsenke. Namentlich an dieser hat sich die unaufhaltsame Stetigkeit der Orogenese im weiteren Sinne gezeigt.

2. Achsenschwankungen im Sinne W. Pencks, das heißt Verlagerungen der Grenze zwischen Hebungs- und Senkungsbezirk in horizontalem Sinne. Namentlich bei geringem Relief zum Beispiel in Kontinentalgebieten bewirken sie nach W. Penck weite Trans- und Regressionen und damit Schelfmeerzyklen. Ob sie auch auf die Grenze von Gebirge und Randsenke, die doch schärfer gegeneinander differenziert sind, einen so starken Einfluß haben können, scheint mir zweifelhaft.

3. Weit verbreitete Transgressionen (Turon-Senon) oder Regressionen (Danien-Untereocän), die mit den lokal ostalpinen

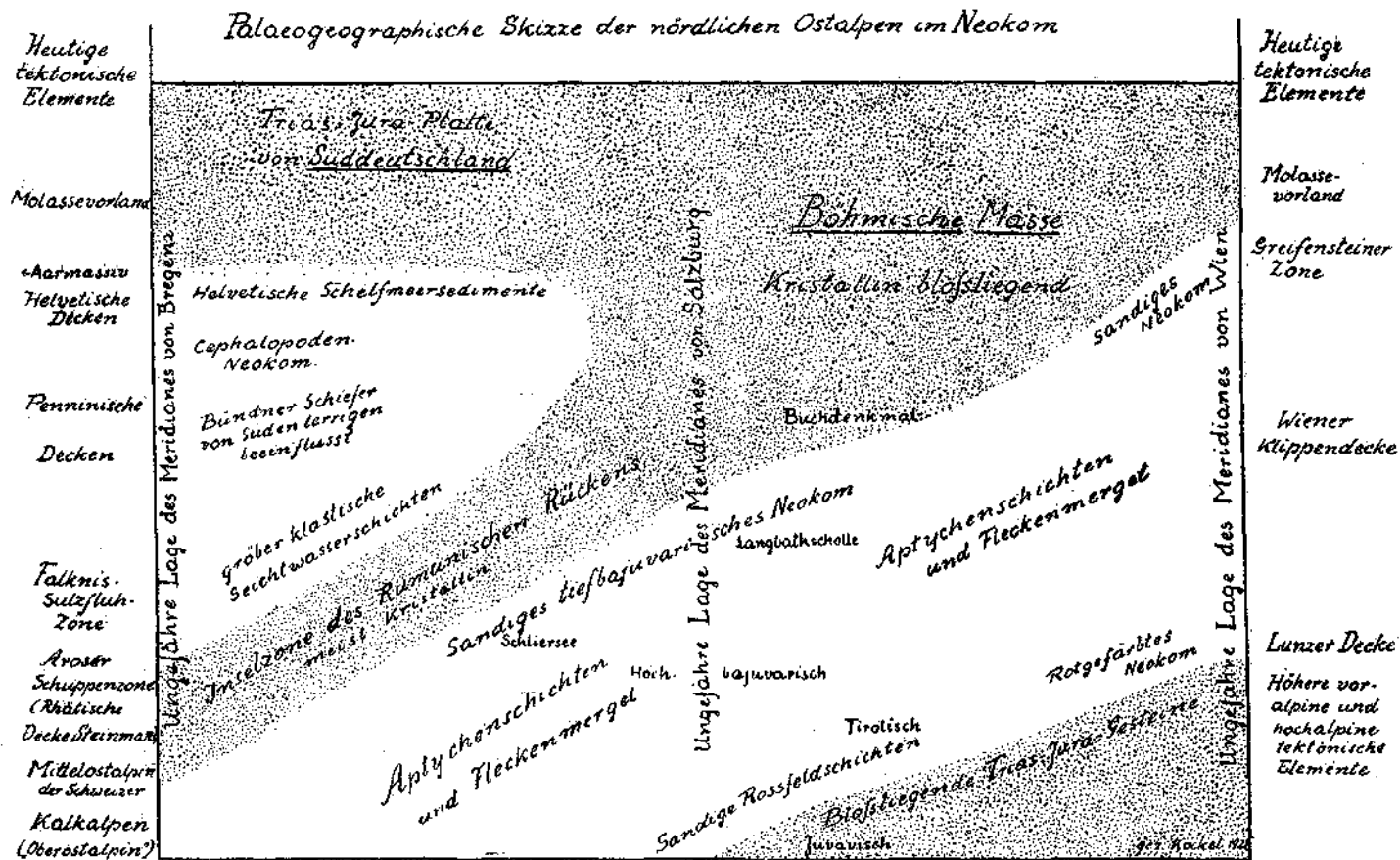


Fig. 3. Neokom.
 Punktiert: Abtragungsgebiete. Weiß: Gebiete Mariner Sedimentation. Spätere Tektonik als ungeschehen bzw. wieder rückgängig gemacht dargestellt. — Die Skizze ist dafür namentlich in Nord-Süd-Richtung nicht maßstabgenau.

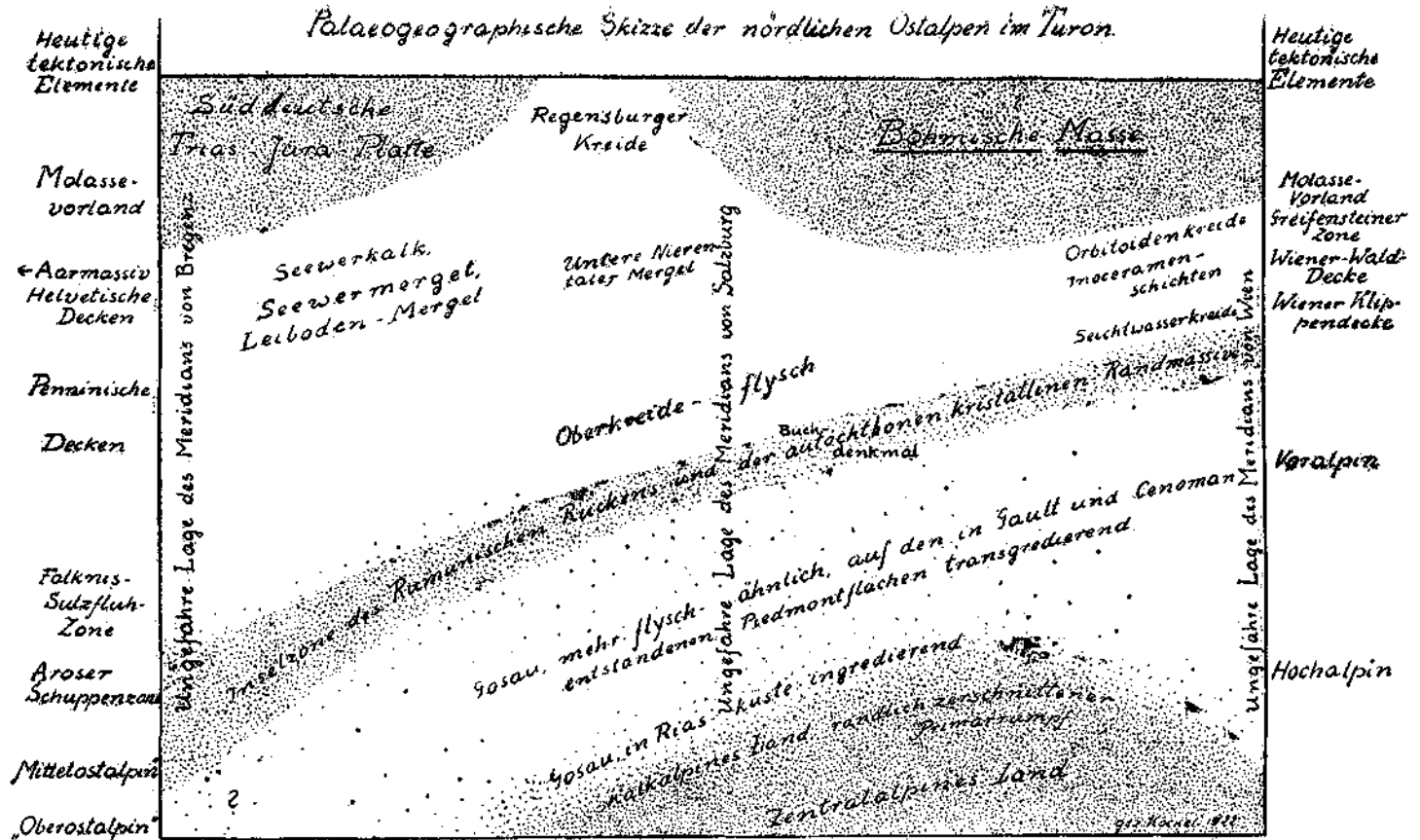


Fig. 4. Turon.

Punktiert: Abtragungsgebiete. Weiß: Gebiete mariner Sedimentation. Die postturonale Tektonik ist als ungeschehen bzw. wieder rückgängig gemacht dargestellt. — Die Skizze ist daher namentlich in nordsüdlicher Richtung nicht maßstabgenau.

Ursachen nichts zu tun haben, deren Erörterung über den Rahmen dieser Arbeit weit hinausführen würde und die daher als höhere Gewalt betrachtet werden mußten.

Durch das in weiten Teilen der kretazischen Alpen noch äußerst geringe Relief von Primärrumpfcharakter [W. Penck⁸⁴⁾] wurden diese Transgressionen begünstigt und konnten in der Gosauzeit die geschilderte oberkretazische Entwicklung verschleiern. Ebenso wie damals das Meer die Kalkalpen überflutete, wurde auch das Nordufer des nordalpinen Kreidemeeres verlegt. Das Meer drang vorübergehend viel weiter in den Bereich des mitteleuropäischen Kontinentalgebietes ein, als es der stetigen Wanderung der alpinen Randsenke nach Norden entsprechen hätte. Im Bereiche des Kettengebirges werden durch derartige Transgressionen einzelne Zeitabschnitte herausgehoben und das in ihnen Geleistete durch die Transgressionssedimente ausgezeichnet konserviert. So entsteht das falsche Bild der ruckweisen, in Phasen der Orogenese und solche der Ruhe zerfallenden Gebirgsbildung, das als Katastrophentheorie nicht genügend bekämpft werden kann. Trotzdem hängen dieser Anschauung Heritsch,⁶⁰⁾ ja sogar anscheinend noch Arbenz [15], S. 272] an und unterbewußt, nur nicht recht greifbar, spielt sie eine ungeheure Rolle.

In ähnlicher Weise ist der Ober-Maestrichien-Danien-untereo-cäne Meeresrückzug gänzlich unabhängig von den Hebungs-, beziehungsweise Senkungsvorgängen im Ostalpengebiet erfolgt. Sogar der Senkungsraum der Flyschzone ist damals zum größten Teil, wenn nicht ganz, trockenes Land geworden.

Indessen ging das Gebirgswandern unbekümmert weiter, im Norden wurden neue Kontinentalstreifen in die Randsenke hinabgezogen, die südlichsten Teile der Randsenke dem Hebungsräum der Alpen angegliedert, die Kalkalpen ziemlich stark gehoben — alles Vorgänge, die mit Hilfe der mitteleocänen Meeres-transgression festgestellt werden können.

Noch später erst erfolgte die Überschiebung der kalkalpinen Decken über die kretazischen autochthonen kristallinen Randmassive und den Rumunischen Rücken.

Was wir heute als Ostalpen vor uns sehen, ist also hervorgegangen aus zwei orogenen Hebungszonen und Teilen des mitteleuropäischen Kontinents.

Abgeschlossen am 4. April 1922. Die seitdem erschienenen Arbeiten von Trauth, Reiser, Max Richter und anderen konnten aus äußeren Gründen leider nicht mehr berücksichtigt werden. Über die Entwicklung der Flyschfrage wird man sich am besten auf Grund der Sammelarbeit von Max Richter, Geol. Rundschau XIV, 1923, unterrichten.

Literaturverzeichnis.

- 1) Ammon: Geognost. Beobachtungen aus den bayrischen Alpen. B. Das Zementsteinbergwerk Marienstein. Geogn. Jahreshefte 1894.
- 2) Ampferer und Th Ohnsorge: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1909.
- 3) Ampferer: Bemerkungen zu den von Arn. Heim und A. Tornquist entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebild. am nördl. Alpensaum. Verhandl. d. Geol. R.-A. 1908, Nr. 8.
- 4) Ampferer und Hammer: Geologischer Querschnitt durch die Alpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrb. d. Geol. R.-A. 61, 1911.
- 5) Die Gosau des Muttekopfs. Jahrb. d. Geol. R.-A. 62, 1912.
- 6) Ampferer: Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1914, Bd. 64.
- 7) Ampferer: Über Kantengeschichte unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosauschichten. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1916, S. 437.
- 8) und 9) Ampferer: Über die tektonische Heimatberechtigung der Nordalpen. Verhandl. d. Geol. R.-A. 1918.
- 10) Ampferer: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl. 96, 1919.
- 11) Ampferer: Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch (Stanzertal). Jahrb. d. Geol. Staatsanstalt, Wien 1920.
- 12) Ampferer: Zur Tektonik der Vilseralpen. Verh. d. Geol. Staatsanstalt, Wien 1921.
- 13) André: Geologie des Meeresbodens. II. Bornträger, Berlin 1921.
- 14) André: Moderne Sedimentpetrographie, ihre Stellung innerhalb der Geologie, sowie ihre Methoden und Ziele. Geol. Rundschau, V., 1914.
- 15) P. Arbenz: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsh. d. Naturf. Gesell. Zürich, 1919 (Heimfestschrift) S. 246—275.
- 16) Argand: Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv. XIV, 1 1916, S. 145.
- 17) H. Arlt: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruppeldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. Mitt. d. Geogr. Ges. München, 1911.
- 18) Berz: Untersuchungen über Glaukonit. Mitt. u. Jahresber. des Oberrhein. Geol. Vereines. N. F. X. 1921.
- 19) A. Bittner: Aus dem Schwarza- und dem Hallbachtale. Verh. d. Geol. R.-A. 1893.
- 20) A. Bittner: Über ein Vorkommen kretazischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* bei Lilienfeld (Niederösterreich). Verh. d. Geol. R.-A., 1897, S. 216.
- 21) A. Bittner: Neue Daten über die Verbreitung kretazischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* Lam. in den niederösterreichischen Kalkalpen, bei Alland und Sittendorf nächst Wien. Verh. d. Geol. R.-A. 1899, S. 253.
- 22) K. Boden: Geol. Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen des Weißb. Geogn. Jahreshefte 1914.
- 23) K. Boden: Geol. Beobachtungen am N-Rand des Tegernseer Flyschs. Geogn. Jahresh., XXXIII, 1920.

- ²⁴⁾ Böhm: Die Kreidebildungen des Fürberges und Sulzberges bei Siegsdorf in Oberbayern. *Palaeontographica*, 38, 1892.
- ²⁵⁾ J. Böhm und Arn. Heim: Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen. *Abh. d. Schweizer Pal. Ges.*, 36, Zürich 1909.
- ²⁶⁾ Böse: Geol. Monographie der Hohenschwangauer Alpen. *Geognost. Jahresh.*, 6, 1893.
- ²⁷⁾ Cadisch, Leopold, Eugster, Brauchli: Geol. Untersuchungen in Mittelbünden. (Vorläuf. Mitteilung.) *Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich*, 1919.
- ²⁸⁾ Cadisch: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). *Beitrag z. geol. Karte d. Schweiz*, 79, N. F. II, 1921.
- ²⁹⁾ Dacqué-Imkeller: Geol. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und den Spitzingsee in den oberbayr. Alpen. *Landeskundl. Forschungen*, München 1912.
- ³⁰⁾ E. Dacqué: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
- ³¹⁾ Doecke: Geologie von Baden. Berlin 191
- ³²⁾ Diener: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstes. Wien 1903.
- ³³⁾ W. Fink: Der Flysch im Tegernseer Gebiet u. spez. Berücksichtigung des Erdölvorkommens. *Geogn. Jahresh.* 16, 1903.
- ³⁴⁾ Fraas: Das Wendelsteingebiet. *Geogn. Jahresh.* 3, 1890.
- ³⁵⁾ K. Friedl: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. *Mittl. d. Geol. Ges.*, Wien 1920.
- ³⁶⁾ E. Fugger: Das Salzburger Vorland. *Jahrb. d. Geol. R.-A.* 1899.
- ³⁷⁾ E. Fugger: Flyschbreccie am Kolmannsberge b. Gmunden. *Verh. d. Geol. R.-A.* 1901, S. 263.
- ³⁸⁾ Fugger: Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. *Jahrb. d. Geol. R.-A.* 1903.
- ³⁹⁾ Fugger: Die Gruppe der Gollinger schwarzen Berge. *Jahrb. d. Geol. R.-A.* LV., 1905.
- ⁴⁰⁾ E. Ganz: Stratigr. der mittleren Kreide der ob. helv. Decken in den nördl. Schweizer Alpen. *Neue Denkschr. d. Schweiz. Nat.-Ges.*, Bd. XLVII, 1912.
- ⁴¹⁾ G. Geyer: Über d. Granitklippe m. d. Leopold v. Buch-Denkmal in Pechgraben bei Weyer. *Verh. d. Geol. R.-A.*, Wien 1904, S. 363.
- ⁴²⁾ Geyer: Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. *Verh. d. Geol. R.-A.* 1907.
- ⁴³⁾ Geyer: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. *Jahrb. d. Geol. R.-A.* LIX., 1909.
- ⁴⁴⁾ Geyer: Die Flyschzone zwischen dem Almtale und dem Traunsee. *Verh. d. Geol. R.-A.* 1911, S. 74.
- ⁴⁵⁾ Gumbel: *Geognost. Beschreibung des Bayr. Alpengebirges und seines Vorlandes.* Gotha, 1861.
- ⁴⁶⁾ Gumbel: Geologie von Bayern, 2. Bd., *Geol. Beschr. von Bayern.* Cassel, 1894.
- ⁴⁷⁾ F. F. Hahn: Einige Beobachtungen aus der Flyschzone Südbayerns. *Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesell.* 1912.
- ⁴⁸⁾ F. F. Hahn: Grundzüge des Baus der nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns. *Mitt. d. Geol. Ges.*, Wien 1913.
- ⁴⁹⁾ F. F. Hahn: Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den Deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. *Geol. Rundschau* 1914.
- ⁵⁰⁾ F. F. Hahn: Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Moores. *Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesell.* 1914.
- ⁵¹⁾ C. A. Haniel: Die geologischen Verhältnisse der Südbildung des Allgäuer Hauptkammes. *Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges.* 1911.
- ⁵²⁾ Haug: *Traité de géologie. II. Les périodes géologiques.* Paris 1908—1911.
- ⁵³⁾ Albert Heim, M. Jerosch, Arn. Heim, Blumer: Das Säntisgebirge. *Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz*, 46, N. F. XVI., Bern 1905.

- ⁵⁵⁾ Albert Heim: Geologie der Schweiz. Leipzig 1920/23.
- ⁵⁶⁾ Arn. Heim: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Abhandl. der Schweizerischen Pal. Ges. XXXV., Zürich 1908.
- ⁵⁷⁾ Arnold Heim: Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Tertiärs am Kistenpaß. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 54, N. F. XXIV., S. 21—45. Bern 1910.
- ⁵⁸⁾ Arnold Heim: Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, 50, N. F. XX., Bern 1910—17.
- ⁵⁹⁾ Arnold Heim: Zur Geologie des Grüntes im Allgäu. Vierteljahr. Naturf.-Ges. Zürich, 64, 1919 (Heimfestschrift), S. 458—486.
- ⁶⁰⁾ Heritsch: Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse, Bd. CXXI., Abt. I. Juli 1912.
- ⁶¹⁾ Heritsch: Handbuch der regionalen Geologie, II., 5. Österreichische und Deutsche Alpen bis zur Alpino-Dinarischen Grenze (Ostalpen). Heidelberg 1915.
- ⁶²⁾ E. Horn: Über die geologische Bedeutung der Tiefseeeräben. Geol. Rundschau 1914.
- ⁶³⁾ E. Hintz: Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Zeitschrift d. Intern. V. d. Bohring, 1913, Nr. 18.
- ⁶⁴⁾ Imkeller: Einige Beobachtungen über die Kreideablagerungen im Leitzachtal, am Schliersee und Tegernsee. Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellschaft, 52, 1900.
- ⁶⁵⁾ Imkeller: Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Palaeontographica, 48, 1901/02.
- ⁶⁶⁾ E. Jacob und A. Tobler: Etude stratigraphique et paléont. du Gault de la Vallée de la Engelderger Aa. Mem. de la Soc. pal. Suisse. XXXIII., 1906.
- ⁶⁷⁾ Jaeger: Grundzüge einer stratigraph. Gliederung der Flyschbildungen des Wiener Waldes. Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1914.
- ⁶⁸⁾ Kilian: Lethaea geognostica. II., 3., 1. Abt. Unterkreide.
- ⁶⁹⁾ Knauer: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahreshefte 18, 1905.
- ⁷⁰⁾ Kober: Der Bau der Erde. Berlin, Bornträger 1921.
- ⁷¹⁾ Kober: Bl. Wiener-Neustadt der österreichischen geologischen Spezialkarte. 1908—1911.
- ⁷²⁾ Kober: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1913.
- ⁷³⁾ Kober: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdkruste. Abh. Math.-Phys. Klasse der sächs. Akad. d. Wiss., XXXVIII., Nr. II. Leipzig 1921.
- ⁷⁴⁾ Cl. Lebling: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jahreshefte, 24, 1911.
- ⁷⁵⁾ Cl. Lebling: 1. Ergebnisse neuerer Spezialforsch. in den Deutschen Alpen. 2. Die Kreideschichten der bayr. Voralpenzone. Geol. Rundschau 1912.
- ⁷⁶⁾ K. Leuchs: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendling-Gebiete. Neues Jahrb. f. Min. usw., 1921, Bd. 1.
- ⁷⁷⁾ Th. Lorenz: Monographie des Fläscherberges. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 40, N. F., X., 1900.
- ⁷⁸⁾ v. Merhart und Mylius: Ausflug in das Kreidegebiet von Vorarlberg. Jahresber. und Mitteilungen des Oberrheinischen Geol. Vereines. N. F., Bd. 4, 1914.
- ⁷⁹⁾ Mylius: Die geol. Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten von Breitach und Bregenzer Ach bis südlich zum Lech. Mitt. d. Geogr. Ges. München, 1909.
- ⁸⁰⁾ Mylius: Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohem Ifen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. Bd. IV, 1911.
- ⁸¹⁾ Mylius: Forschungen an der Grenze von West- und Ostalpen. I. München 1912. II. München 1913.
- ⁸²⁾ C. M. Paul: 2. Reisebericht aus der alpinen Sandsteinzone. Verh. d. Geol. R.-A 1896, S. 318

- ⁸²⁾ C. M. Paul: Aufnahmebericht aus der alpinen Sandsteinzone. Verh. d. Geol. R.-A. 1897, S. 203.
- ⁸⁴⁾ W. Penck: Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Ber. d. Math.-Phys. Kl. der Sächs. Ak. d. Wiss., Leipzig. LXXII, 1920.
- ⁸⁵⁾ v. Pila: Geol. Studien im Hölleugebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1912.
- ⁸⁶⁾ J. P. J. Ravn: Fortegnelse over Kridtforsteningerne fra Stevns Klint usw. Danmarks Geolog. Undersøgelse I. Raekke Nr. 11, 1908.
- ⁸⁷⁾ O. M. Reiss: Erläuterungen zur geol. Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geognost. Jahresh. 1895.
- ⁸⁸⁾ O. M. Reiss: Die Fauna der Hachauer Schichten. Geognost. Jahresh. 1896/97.
- ⁸⁹⁾ K. A. Reiser: Geol. Karte der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. München. Geogn. Jahresh. 33, 1920.
- ⁹⁰⁾ Rösch: Kontakt zwischen Flysch und Molasse im Allgäu, Landeskundliche Forschungen München 1905.
- ⁹¹⁾ Rothpletz: Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsener Alpen. Palaeontographica, 33, 1886.
- ⁹²⁾ Rothpletz: Geol. Alpenforschungen. München I 1900, II 1905, III 1908.
- ⁹³⁾ Ch. Sarasin: De l'origine des roches exotiques du Flysch. Archives de Société phys. et nat. Genève, III. Période XXXI, XXXII, 1894.
- ⁹⁴⁾ Schlosser: Zur Geologie des Unterinntales. Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien 1909.
- ⁹⁵⁾ W. v. Seidlitz: Geol. Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Berichte der Naturforsch.-Gesell. Freiburg i. B. XVI., 1906, S. 232.
- ⁹⁶⁾ W. v. Seidlitz: Der Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Straßburger Hütte. Straßburg 1910. (Festschrift zum 25jähr. Bestehen der S. Straßburg.)
- ⁹⁷⁾ Söhle: Das Ammergebirge. Geogn. Jahresh., XI., 1898.
- ⁹⁸⁾ Spengler: Ein geolog. Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. XI., 1918.
- ⁹⁹⁾ A. Spitz: Der Höllesteinzug bei Wien. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. III., 1910.
- ¹⁰⁰⁾ A. Spitz: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. Verhandl. d. Geol. R.-A. 1916 S. 37.
- ¹⁰¹⁾ A. Spitz: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1919.
- ¹⁰²⁾ A. Spitz: Beitrag zur Geologie der Kalkalpen von Weyer, die Weyerer Bögen. Verhandl. d. Geol. R.-A. (Staatsanstalt) 1919.
- ¹⁰³⁾ Rud. Staub: Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. geol. K. der Schweiz. 76. N. F. XLVI., III. Abteilung, 1917.
- ¹⁰⁴⁾ Stille: Alte und junge Saumtiefen. Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Klasse 1919.
- ¹⁰⁵⁾ Tolwinski: Die Grauen Hörner. Vierteljahrs. d. Naturf.-Gesell. Zürich 55, 1910.
- ¹⁰⁶⁾ Tornquist: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschüben. Neues Jahrb. f. Min., 1908 I.
- ¹⁰⁷⁾ D. Trümpy: Geol. Unters. im westl. Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 76. N. F. XLVI., 1916.
- ¹⁰⁸⁾ M. Vacek: Über Vorarlberger Kreide. Jahrb. d. Geol. R.-A. 29. Bd., 1879.
- ¹⁰⁹⁾ Wepfer: Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. N. Jahrb. f. Min., Geol. Beilageband 27, 1908.
- ¹¹⁰⁾ Zittel: Paläont. Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den Bayrischen und Österreichischen Alpen. 4. Obere Kreide im Allgäu. Jahrb. d. Geol. R.-A., XVIII., 1868.
- ¹¹¹⁾ Zuber: Über die Entstehung des Flyschs. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1901. S. 283 ff.