

**Sonderabdruck aus der „Geologischen Rundschau“
Band XVI Heft 5 und 6**

Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung.

Von **H. P. Cornelius** (Wien).

Zur Einführung.

Die vorliegende Arbeit soll keine Darstellung der Gesamtgeschichte geben, welche der Streifen der Erdoberfläche durchgemacht hat, aus dem unsere Alpen geworden sind. Eine solche Aufgabe ließe sich nicht auf wenigen Seiten abtun; sie wäre vielmehr würdig, ein ganzes Forscherleben auszufüllen. Was ich mir hier zum Ziele gesetzt habe, ist im Gegenteil nur, eine Reihe von Tatsachen zu beleuchten, die, wie mir scheint, bisher zumeist falsch gedeutet oder nicht gebührend berücksichtigt worden sind, und ihre Bedeutung für die Entwicklung der Alpen in den Stadien vor den jungen, kretazisch-tertiären Hauptphasen der Orogenese zu untersuchen. Dabei soll von Einzelheiten nach Möglichkeiten abgesehen, nur die großen Hauptzüge der Entwicklung im Auge behalten werden.

Im Vordergrund steht hierbei der Begriff der alpinen Geosynklinale. Da das Wort geradezu zu einer Art von geologischem Modeschlagwort geworden ist, mit dem vielfach arger Mißbrauch getrieben wird, so ist es nötig, hier kurz auszuführen, was darunter zu verstehen ist.

Der Aufstellung des Begriffes der Geosynklinale lag zunächst die Erfahrung zugrunde, daß die Schichtserien der Faltengebirge sich gegenüber den gleichaltrigen der nicht gefalteten Umgebung durch besondere Mächtigkeit auszeichnen. Demgemäß kann man mit STILLE (77) die Geosynklinale definieren als langsam sinkenden Sedimentationsraum. Diese Definition — nach der letzten Endes jedes sinkende Becken eine Geosynklinale wäre — ist jedoch noch durch einen Zusatz einzuschränken: Der offenkundige Unterschied schon in der Größenordnung, zwischen den weltumspannenden Geosynkinalen, aus denen die jungen Faltengebirge entstammen, und

lokalen Senken, wie etwa dem niederdeutschen Becken, verlangt danach. Er scheint mir am ehesten geeignet, als unterscheidendes Merkmal in die Definition aufgenommen zu werden. Eine „Geosynklinale ersten Grades“ oder Geosynklinale s. str. wäre demnach ein „säkular sinkender Sedimentationsraum von erdumspannendem Zusammenhang“; wogegen man lokale Senken wie die niederdeutsche, wenn man das Wort Geosynklinale beibehalten will, als solche zweiten Grades abtrennen mag¹⁾.

Im folgenden soll unter Geosynklinale stets nur eine solche ersten Grades verstanden werden. Ein kleiner Ausschnitt aus einer solchen nur ist die alpine Geosynklinale, welche uns hier vorzugsweise beschäftigen wird.

In einen stetig sinkenden Raum wird im allgemeinen das Meer eintreten; und so wird die Sedimentation in der Geosynklinale normalerweise marin sein; aber ein notwendiges Kennzeichen ist das nicht. Die Senkung erfolgt im allgemeinen so langsam, daß die Sedimentation mit ihr Schritt halten kann: die Absätze in der Geosynklinale tragen gemeinhin den Charakter von Flachseebildungen. Ablagerungen tieferen Wassers und gar der eigentlichen Tiefsee²⁾ treten mehr zurück; immerhin zeigt ihr Vorkommen, daß auch das gegenteilige Verhältnis von Senkung und Sedimentation möglich ist: daß diese hinter der ersteren zurückbleibt. Dagegen ist, wenigstens

¹⁾ Andere versuchte Unterscheidungen sind ohne Willkür nicht möglich; man vergleiche HAUGS „aires d'ennoyage“ und die von STILLE (79) daran geübte Kritik. Auch das Kriterium der Entstehung von Faltengebirgen aus Geosynklinalen ist als Definitionsmerkmal für letztere nicht brauchbar. — Dagegen möchte ich hier betonen, daß mir DACQUÉ durchaus im Recht zu sein scheint, wenn er die Geosynklinalen als den Kontinentalblöcken angehörende Gebilde auffaßt (15, S. 130). Der Atlantische Ozean ist zwar von HAUG (30) bis zu KOBER (42) immer wieder als rezente Geosynklinale betrachtet worden. Allein es besteht bekanntlich eine große Anzahl von Bedenken geophysikalischer Art gegen eine Umwandlung von Kontinentalflächen in Tiefseeböden (und umgekehrt), wenigstens soweit es sich um große Areale handelt; darauf braucht hier nicht näher eingegangen zu werden. Und tatsächlich ist es durch nichts erwiesen, daß heute im Gebiete des Atlantischen Ozeans eine langsame Senkung stattfände — daß mithin die obige Definition der Geosynklinale auf ihn zuträfe. Von alledem abgesehen gehen auch die Größenverhältnisse zumal des Südatlantik mit bis zu 6000 km Breite weit über alles hinaus, was wir an fossilen Geosynklinalen kennen.

²⁾ Hier ist auf ein leider naheliegendes Mißverständnis des Wortes „bathyal“ hinzuweisen. Nach HAUGS Definition (30, S. 620) bezieht sich dasselbe auf Tiefen von 100 bis 900 m. Das sind im Profil der heutigen Meere die tieferen Teile des Schelfes und die obersten der Kontinentalböschung; aber jedenfalls noch lange keine Tiefsee! Die Etymologie jenes Wortes aber erweckt im Leser (und unbewußt vielleicht auch manchmal im Schreibenden) den Eindruck, als ob es sich auf wirklich tiefmeerische Verhältnisse bezöge — ein Mißverständnis, das mir einen guten Teil der Schuld an den verbreiteten falschen Vorstellungen über die Tiefenverhältnisse fossiler Geosynklinalen zu tragen scheint.

wenn es sich um terrigene, detritische Sedimentation handelt, auch der Fall möglich, daß die Sedimentation der Senkung gegenüber das Übergewicht gewinnt: daß die Geosynklinale zum Teil oder gänzlich angefüllt wird und verlandet.

Noch ein Komplex von Beziehungen ist zu berücksichtigen, der bisher noch kaum Beachtung gefunden hat. Die Geosynklinale ist kein isoliertes Gebilde, sondern ein Teil der Erdoberfläche; und es ist von vornherein wahrscheinlich, daß sich in ihr nicht nur lokale Vorgänge abspielen werden, sondern daß sie auch von solchen betroffen wird, die sich über größere Erdräume erstrecken. Ich meine dabei zunächst nicht die Faltungen, die schließlich der Existenz der Geosynklinale ein Ziel setzen, sondern vertikale Verstellungen in bezug auf den Meeresspiegel, wie sie in Trans- und Regressionen¹⁾ zum Ausdruck kommen. Dabei bleibe hier die alte Streitfrage beiseite, ob es sich um Bewegungen des Festen oder des Meeres handelt; nach dem Vorgang von E. SUESS (83) sei nur von positiven oder negativen Bewegungen geredet, je nachdem ob unser Pegel, das Meeresniveau, ein Steigen oder Fallen erkennen läßt. Es besteht ohne Zweifel die Möglichkeit, daß auch auf diese Weise der Wasserstand in der Geosynklinale erhöht oder erniedrigt werden kann — letzteres gegebenenfalls bis zur Trockenlegung²⁾.

Endlich ist noch auf einen Punkt hinzuweisen: Schon während der geosynklynen Einsenkung kann die Auffaltung einsetzen. Das ist kein Widerspruch: die letztere bleibt eben auf einzelne Zonen beschränkt, die sich aufwölben und die Geosynklinale in eine Anzahl von Teilbecken zerlegen, während sie im ganzen weiter sinkt; das wurde in den Alpen in einer ganzen Reihe von Arbeiten der letzten Jahre gezeigt. Im Zusammenhang mit diesen Vorgängen kommt es zur Angliederung neuer Streifen an die Geosynklinale, schließlich zu deren Verdrängung ins Vorland (2, 43). Diese tektonischen Bewegungen äußern naturgemäß ihre Rückwirkungen auf die Sedimentation: sie nimmt „rogenen“ Charakter an (2) — klastisches, häufig sehr grobes Material, den aufgewölbten Ketten entstammend, mischt sich den marinen Geosynklynalsedimenten bei bis zu völliger Beherrschung ihres Charakters. Das bekannteste Beispiel ist die durch fast alle jungen Kettengebirge verbreitete Flyschfazies, die ja auch öfters geradezu als das typische Geosynklynalsediment betrachtet wird; besser wird man sie vielleicht nur für einzelne Abschnitte aus deren Entwicklung (und zwar für relativ späte) als charakteristisch bezeichnen.

¹⁾ Diese Ausdrücke seien hier in Übereinstimmung mit STILLE (80) ausschließlich in Einschränkung auf marine Ablagerungen gebraucht.

²⁾ Für die Meeresspiegelschwankungen in dem bereits dem Geosynklynalstadium entwachsenen Alpengebiet ist dieser Gesichtspunkt geltend gemacht worden von W. KOCKEL (43) für die Zeit der Oberkreide, von A. WINKLER (93) für das Jungtertiär.

Zusammenfassend können wir sagen: Das Wort Geosynklinale ist gewissermaßen ein abgekürzter Ausdruck für die Erfahrung, daß die großen Faltengebirge der Erde gegenüber ihren Vor- und Rückländern durch abweichende Schichtfolgen ausgezeichnet zu sein pflegen — daß sie, ganz allgemein ausgedrückt, schon vor ihrer Auffaltung eine andere Geschichte durchgemacht haben als ihre Umgebung; eine Erfahrung, die vor allem aus den in dem Monumentalwerk von E. SUESS (83) gesammelten Tatsachen zum Ausdruck kommt. Allein jede auf Erfahrung gegründete Gesetzmäßigkeit hat Grenzen für ihren Geltungsbereich. SUESS selbst hat bereits eine ganze Reihe von Ausnahmen aufgeführt; ich verweise nur, als auf eine der bezeichnendsten, auf das Eintreten der Gondwanaserie des Vorlandes in den Faltenbau des Osthimalaya.

Heute dürfte es an der Zeit sein, die Merkmale zu suchen, die Gebirge und Umland in ihrer Geschichte verbinden — den Ereignissen nachzugehen, die beide gemeinsam betroffen haben. Dies wird uns helfen, die Vorgänge, welche der Geosynklinale als solcher eigen sind, schärfer abzugrenzen, die Entwicklung, die zur Gebirgsbildung führte, genauer zu verfolgen als dies bisher möglich war; und es wird uns andererseits davor bewahren, in zu weit gehender Kritik an dem Begriff der Geosynklinale „das Kind mit dem Bade auszuschütten“.

In diesem Sinne vor allem, als Beitrag zur Lösung der eben umrissenen Aufgabe mögen die folgenden Ausführungen über die Vorgeschichte der Alpenfaltung verstanden werden.

I. Zur ältesten Geschichte.

Dunkel ist die Geschichte der Alpen in vorkarbonischer Zeit. Nur einzelne Punkte sind klar erkennbar. Alle betreffen die Ostalpen östlich vom Brenner, da nur hier sichere altpaläozoische Sedimente bekannt sind.

Zunächst ist im Grazer Becken eine vorsilurische (vermutlich auch vorkambrische) Gebirgsbildung kenntlich, an diskordanter Auflagerung und starker Differenz der Metamorphose: dem nur geringfügig umgewandelten Altpaläozoikum steht das hochkristalline, durch Umformung in beträchtlicher Tiefe gestaltete Grundgebirge unvermittelt gegenüber (35, 64). Die Diskordanz wird zwar neuerdings als tektonisch zu deuten versucht; der Metamorphosehiatus bleibt jedoch bestehen, wenn er auch vielleicht in manchen Gegenden verwischt wird durch Hinzutreten jüngerer Umwandlungsvorgänge, die das Paläozoikum älteren Gesteinen angeglichen haben (50).

Spuren der kaledonischen Faltung sind aus den Alpen fast nicht bekannt. Mit einer Ausnahme vielleicht: PENECKE fand am Alpenostrand oberdevonischen Clymenienkalk diskordant auf älteren, besonders obersilurischen Bildungen (53). Heute, wo die Bedeutung

kaledonischer Bewegungen in den deutschen Mittelgebirgen sich als immer größer herausstellt, gewinnt dieser Fund erneutes Interesse: man kann ihn vielleicht mit einem verspäteten Ausläufer dieser Bewegungen ins alpine Gebiet in Beziehung bringen. Möglich ist freilich auch die Auffassung, daß es sich um eine Vorphase herzynischer Bewegungen handelt. Jedenfalls scheint vorläufig ihre Bedeutung innerhalb der Alpen eine lokal eng begrenzte zu sein: im karnischen Gebirge ist von einer diskordanten Auflagerung des Oberdevons nichts mehr zu erkennen.

Um aus der Verteilung und Ausbildung der Sedimente Rückschlüsse auf Geosynklinalen jener alten Zeiten zu ziehen, sind unsere Kenntnisse wohl noch nicht hinreichend. Auffallend ist immerhin die Tatsache, daß sich sichere altpaläozoische Sedimente nur östlich der Brennerlinie finden (Grazer Becken, Karnische Alpen, nordalpine Grauwackenzone). Soweit Fossilien bekannt, weisen sie auf enge Beziehungen dieser einzelnen Gebiete sowohl unter sich, wie zum böhmischen Paläozoikum. Das läßt die Annahme am wahrscheinlichsten erscheinen, daß eine altpaläozoische Meeressenke — ob eine Geosynklinale im Sinne unserer obigen Definition, das bleibe dahingestellt — die (mittleren und östlichen) Ostalpen in ungefähr meridionaler bis nordöstlicher Richtung gequert hat: die von altpaläozoischen Schichten freien Gebiete im Westen der Brennerlinie lagen außerhalb derselben.

Mit einer solchen Annahme trefflich zu vereinbaren ist nun das Vorkommen altpaläozoischer Korallen in einem Kalk der Tauern-Schieferhülle (34). Auch vom Standpunkt der Deckentheorie aus: denn wenn das penninische Gebiet der Hohen Tauern ursprünglich nördlich von der Heimat der ostalpinen Decken lag, so mußte es naturgemäß eine von der letzteren nach Böhmen laufende altpaläozoische Senke queren. Es wäre also durchaus plausibel, wenn der „Hochstegenkalk“ in seiner Gesamtheit altpaläozoischen Alters wäre; doch scheint es mir vorläufig sehr fraglich, ob man aus jenen Funden so weitgehende Folgerungen ziehen darf — ob nicht der Kalkkomplex an der Basis der Schieferhülle nicht doch auch noch triadische Glieder enthält — wofür zahlreiche lithologische Analogien sprechen.

Es bleiben hier noch einige Worte zu sagen über die häufig (besonders von westalpinen Geologen) geäußerte Ansicht, daß in den kristallinen Schiefen anderer als der oben genannten Alpentteile metamorphe Äquivalente des älteren Paläozoikums einschließlich des Karbons enthalten seien. Als tatsächliche Unterlagen für eine solche Ansicht könnten die Übergänge von sicherem Oberkarbon in „Casanna-schiefer“ in den Westalpen gelten; doch habe ich bereits früher (11) darauf hingewiesen, daß solche Übergänge in metamorphen Gebieten auch anders — durch sekundäre tektonische Mischung — erklärt werden können. Es ist sicher, daß Oberkarbon in den Alpen in

metamorphem Zustand, als Quarzphyllit, Serizitschiefer, Graphitschiefer usw. vorkommen kann (das schönste Beispiel bieten die bekannten Vorkommen der steirischen Grauwackenzone mit wohl erhaltenen Pflanzenresten); es scheint mir ebenso sicher, daß dies nur verhältnismäßig untergeordnet der Fall ist, und nichts verfehlter wäre als größere Quarzphyllitkomplexe dem Karbon zuzurechnen, ohne daß weitere ganz bestimmte Anhaltspunkte gegeben wären, in Gestalt charakteristischer Gesteinsvergesellschaftungen (Konglomerate; Anthrazit- bzw. Graphitflöze). Ist es doch bei manchen Karbonvorkommen (z. B. von Steinach am Brenner; vgl. 70) sicher, daß sie aufgearbeiteten Quarzphyllit enthalten, der also nicht nur älter, sondern auch bereits in metamorphem Zustande vorhanden gewesen sein muß, als das Oberkarbon sich ablagerte. Ähnlich steht es in bezug auf das Vorkommen von metamorphem älterem Paläozoikum. Zwar ist ein Übergang des letzteren in phyllitische Schiefer und Marmore sowohl in den karnischen Alpen wie in der nördlichen Grauwackenzone festgestellt — wengleich in dieser auch Verschuppung mit älteren Quarzphylliten sicher und vielleicht noch wesentlich verbreiteter ist als heute bekannt. Jedenfalls geht es nicht an, von hier aus nun auf ein altpaläozoisches Alter großer kristalliner Schieferkomplexe weiterzuschließen, denen gerade die charakteristischen Gesteine des Paläozoikums, vor allem die Kalke ganz oder doch größtenteils fehlen, wie etwa den Inntaler oder südalpinen Quarzphylliten; bei diesen spricht vielmehr alles für ein vorpaläozoisches Alter. Von ihnen kann man aber wieder weiter schließen auf die durchaus analogen „Casannaschiefer“ der Westalpen. Sind diese (und die mit ihnen verknüpften Gneise) in ihrer Hauptmasse vorpaläozoisch, so sind es aber die Gesteine der Tonale-, Fedoz- oder Valpellineserie erst recht, die ja als stratigraphisch älter betrachtet werden. STAUB hat sie ja neuerdings mit dem karnischen Paläozoikum verglichen (75, S. 243); demgegenüber kann ich nur meine früher geäußerte Meinung wiederholen, daß mir ihre Vergleichung mit manchen ähnlichen Gesteinsvergesellschaftungen von sicher vorpaläozoischem Alter, z. B. im böhmischen Grundgebirge, viel ungewungener scheint — insbesondere aber mit den „Brettsteinzügen“ des Steirischen Altkristallins (64). Der Schluß, daß den ganzen Westalpen (und den westlichen Ostalpen) jegliches Paläozoikum älter als Oberkarbon fehlt — ob primär oder infolge späterer Abtragung ist eine Frage für sich —, kann nur den überraschen, der auf die schon seit Anbeginn der Erdgeschichte „geosynklinale“ Natur der Faltengebirgszüge a priori eingeschworen ist. Nach meiner Auffassung äußert sich hier ein verbindendes Merkmal — wenn auch negativer Art — zwischen den Westalpen und Teilen ihres Vorlandes (Schwarzwald!), geradeso wie Ostalpen und böhmische Masse in ihrer paläozoischen Schichtfolge ein solches von positiver Art besitzen.

II. Die herzynische Faltung.

Die herzynische Faltung ist ein Ereignis, das meiner Auffassung nach das ganze Gebiet der heutigen Alpen betroffen hat — vielleicht mit einer später noch zu erwähnenden Einschränkung.

Streng nachzuweisen ist sie freilich zunächst nur dort, wo auf gefaltetem Alt- oder Mittelpaläozoikum ein Glied von Oberkarbon bis Untertrias mit Diskordanz aufliegt. Das ist aber überall der Fall, wo wir das ältere Paläozoikum überhaupt kennen (soweit nicht, wie im Grazer Becken, die jüngeren Deckschichten fehlen bzw. abgetragen sind): nicht nur in den karnischen Alpen, wo die Diskordanz seit langem bekannt und berühmt ist, sondern auch im Gebiet von Turrach, wo die Diskordanz zwischen den (wahrscheinlich) altpaläozoischen Kalken usw. und den oberkarbonischen Konglomeraten liegt (vgl. 35); und endlich auch in der nördlichen Grauwackenzone. Dort ist wohl die diskordante Auflagerung des kalkalpinen Mesozoikums durch die jungen tektonischen Bewegungen viel stärker verwischt, auch meistens schlecht aufgeschlossen; indessen wurde sie doch bereits vor Jahren von OHNESORGE bei Kitzbühel (51) und neuerdings von SPENGLER in der Hochschwabgruppe (68) aufgefunden. Damit wird nun aber sehr wahrscheinlich, daß auch dort, wo sie zwischen altkristallinen Gesteinen und permisch-triasischen Gliedern verläuft — zunächst innerhalb der ostalpinen Decken — die Diskordanz auf Bewegungen des herzynischen Zyklus zurückzuführen ist. Klar sichtbar ist eine solche freilich nur verhältnismäßig selten, besonders im unterostalpinen Gebiet (72), am schönsten hier vielleicht in der Errgruppe (12); angesichts des stets vorhandenen Metamorphose-Hiatus und der gerade an der Grenze zwischen Trias und Kristallin sehr häufigen Verschleifungserscheinungen besagt diese Seltenheit jedoch nichts.

Das andere Gebiet, wo die herzynische Diskordanz seit langem einwandfrei festgestellt ist, sind die äußeren Massive der Westalpen (Zusammenstellungen in 20, 32). Hier fehlt zwar das ältere Paläozoikum; dagegen liegt einmal das Oberkarbon diskordant auf altkristallinen Gesteinen, andererseits die Trias (oder auch schon Perm) diskordant auf beiden. Es handelt sich hier wohl um zwei Phasen der herzynischen Faltung (lokal sind noch weitere kenntlich), wie sie auch aus außeralpinen Gebieten bekannt sind; für ein kaledonisches Alter des früheren existiert kein Beweis, wenn es sich gleichwohl auch nicht streng ausschließen läßt.

Auch in den westlichen Südalpen schien nach den bekannten Aufschlüssen von Manno ein ganz analoges Verhalten vorzuliegen wie in den äußeren Massiven, mithin die herzynische Diskordanz sicher zu stehen. Durch die neuen Untersuchungen von KELTERBORN (39) wird das in Frage gestellt: das Oberkarbon liegt zwar diskordant

zu den kristallinen Schiefnern, ist aber in diese nicht eingefaltet, sondern an Brüchen eingeklemmt; und zwischen Oberkarbon und Mesozoikum herrscht Konkordanz. Jene Brüche müssen aber nicht notwendig noch zur herzynischen Faltungszone gehören.

Dies bringt uns auf die Frage nach dem Verhalten des südalpinen Raumes gegenüber der herzynischen Faltung überhaupt. Bekanntlich liegen hier überall die Grundkonglomerate des Verrukano diskordant und mit Metamorphose-Hiatus auf dem kristallinen Untergrund; das würde mit der Annahme einer herzynischen Faltung sehr wohl in Einklang stehen. Aber auffallend ist die Beschaffenheit eben dieses kristallinen Untergrundes: es ist fast überall der gleiche, einförmige Quarzphyllit; und seine Lagerung erscheint auffallend ruhig über große Erstreckungen. Beides, die Einförmigkeit des Gesteinsmaterials und die ruhige Lagerung ist mit einer intensiven herzynischen Gebirgsbildung nicht ganz leicht zu vereinen. Und es ist somit immerhin die Frage berechtigt, ob wir uns hier noch innerhalb des herzynischen Gebirges befinden und nicht etwa schon jenseits von dessen Südrand. Es müßte sich in diesem Falle um ein Rückland handeln, das vielleicht während des ganzen Altpaläozoikums Festland gewesen, im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung aber eingesenkt (wie etwa die böhmische Masse vor dem Alpenrand) und in einen Ablagerungsraum für den Schutt des Gebirges verwandelt wurde.

Nun bleiben noch die penninischen Gebiete. Daß auch in diesen die herzynische Diskordanz allgemein anzunehmen ist — für einzelne Teile ist das ja auch die Auffassung maßgebender Schweizer Geologen (4, 32) —, habe ich bereits früher betont (11); auf den dortigen Gedankengang sei nur ganz kurz zurückgekommen. Als maßgebend ist vor allem zu betrachten die Äquivalenz zahlreicher Glieder des kristallinen Untergrundes mit solchen der helvetischen und ostalpinen Nachbarschaft; die Äquivalenz des Karbons und der Trias — der transgredierenden Serien — mit den analogen helvetischen Gliedern; die Beschränkung des Karbons auf einzelne Streifen — hervorgegangen aus eingefalteten Mulden; das Vorkommen von Basiskonglomeraten mit Geröllen des kristallinen Untergrundes in den Schichten der transgredierenden Serie; deren Auflagerung auf die verschiedensten Glieder des Untergrundes. Und wenn die Diskordanz als solche zu meist nicht zu sehen ist — einzelne Fälle wurden jedoch nach der Literatur angeführt —, so ist das auf nachträgliche Verschleifung bei den alpinen Bewegungen zurückzuführen, die ja schon im ostalpinen Gebiet vielfach zu konstatieren ist, hier aber entsprechend der gesteigerten Intensität der Differentialbewegung, der vielfach vollkommen „fließenden“ Tektonik sich noch weit mehr fühlbar machen muß.

Irgend einen Anlaß, diese Ansichten zu modifizieren, haben die letzten Jahre nicht gebracht. Wohl aber in mancher Hinsicht über-

einstimmende Auffassung der Verhältnisse von JENNY (37). Den Einzelheiten, die derselbe über die Beschaffenheit des herzynischen Gebirges in der penninischen Region zu erkennen glaubt, möchte ich mich freilich so wenig anschließen wie seinen Ausführungen über deren weitere Entwicklung; die Grundlagen von beiden sind noch viel zu unsicher¹⁾.

Fürs Wallis, und zwar für die Bernharddecke, deutet WEGMANN (90) die Möglichkeit einer primären Diskordanz innerhalb der „Cassaniaschiefer“ an, deren obere Serie er als permokarbonisch betrachtet — dieselbe enthält dort zahlreiche Konglomerateinschaltungen. Diese Diskordanz würde demnach auf die ältere voroberkarbonische Phase der herzynischen Faltung hinweisen. Auf seinem Profil 1 ist diese Diskordanz klar als solche gezeichnet.

Auch die von ALB. HEIM (32, S. 958) zitierte Beobachtung C. SCHMIDTS: einer Diskordanz zwischen den Gneisen usw. der Surettadecke und dem Rofnaporphyr (permischer Erguß?), kann auf eine herzynische Faltung der ersteren gedeutet werden — wie das auch C. SCHMIDT vermutete; allerdings liegt auch die tektonische Natur dieses Kontakts noch im Bereiche der Möglichkeit (vgl. HEIM a. a. O.).

Auch am Westende der Tauern hat SANDER eine anscheinend primäre Diskordanz zwischen Tuxer Porphyrgneis und Hochstegenquarzit der Unteren Schieferhülle gefunden (61). Ihr herzynisches Alter muß freilich angesichts der noch nicht hinreichend geklärten Altersstellung der Gesteine vorläufig nur Vermutung bleiben.

Ich komme also zu dem bereits angedeuteten Ergebnis, daß — vielleicht mit Ausnahme der südlichen Kalkzone — die ganzen Alpen auf herzynisch gefaltetem Untergrund stehen. Der Gegensatz zu den asiatischen Gebirgen, in den sie E. SUSS stellte — dort tertiäre Wiederfaltung herzynisch bewegter Ketten, im alpinen System Faltung im Rahmen herzynischer Bruchstücke — erscheint damit aufgehoben.

Über den Verlauf der herzynischen Falten sind nur wenige Angaben möglich. Für den Osten ist besonders wichtig die Feststellung von SPENGLER, wonach sie bei Eisenerz N—S streichen. MOHR (50a) kombiniert diese Beobachtung mit dem im Kristallin der östlichen Ostalpen weitverbreiteten NW—NNW-Streichen (das aber von SCHWINNER auf noch ältere, voraläozoische Anlage zurückgeführt wird; 64) zu einem „tauriskischen Gebirge“. — In den Westalpen steht das Streichen der herzynischen Falten nicht in gleich ausge-

¹⁾ Es muß sehr befremden, wenn JENNY zwar meine Arbeit: Über einige Probleme der penninischen Zone, im Literaturverzeichnis anführt, jedoch irgend einen Hinweis auf die Gedanken, die er ihr entnommen hat, nicht für notwendig hält. Daß JENNY in ähnlicher, bisher in der Wissenschaft nicht üblicher Weise auch sonst z. T. verfahren ist, wurde bereits von anderer Seite vermerkt (75, Nachtrag).

sprochenem Gegensatz zu jenem der alpinen; immerhin ist auch hier vielfach (Montblancmassiv nach 32; Pelvouxmassiv nach TERMIER) eine spitzwinklige Divergenz der beiden Richtungen deutlich. Man darf also wohl allgemein behaupten, daß herzynische und alpine Falten voneinander in der Richtung grundsätzlich unabhängig sind.

Es wurde auch die Ansicht geäußert (z. B. 46), die in den Alpen selbst eingeschalteten herzynischen Bruchstücke hätten bei der jungen Faltung als stauende Hindernisse gewirkt, auf die Ausbildung und den Verlauf der Faltenzüge einen bestimmenden Einfluß ausgeübt. Dem sei hier als meine Auffassung entgegengestellt, daß vielmehr nur dort, wo die alpinen Bewegungen überhaupt an Intensität nachließen (Karnische Alpen, Grazer Becken) oder wenigstens keine Verfrachtung stattfand (äußere Massive der Westalpen), herzynische und überhaupt ältere Diskordanzen mit einiger Regelmäßigkeit erhalten bleiben konnten; je mehr aber stetige Durchbewegung den herrschenden alpinen Deformationstyp bildet, desto mehr mußten sie dieser zum Opfer fallen. Das ist schon an der Untergrenze der oberostalpinen Kalkzone in ziemlich weitgehendem Maße der Fall, noch mehr in den unterostalpinen und gar in den penninischen Decken. Dementsprechend werden die erkennbaren Diskordanzen dort immer seltener. Das Auftreten solcher innerhalb der Alpen darf also nicht auf „variskische Horste“ oder sonstige alte Bruchstücke gedeutet werden; es sind vielmehr letzte Spuren von meist weitverbreiteten älteren Bauten, die hier nur mehr oder minder zufällig der alles verwischenden alpinen Durchknetung entgangen sind. Von einer maßgebenden Bedeutung alter Bauanlagen für die heutige Gestaltung des Alpengebirges (50a) kann keine Rede sein — so allgemein sie auch vorhanden oder wenigstens noch zu erschließen sind (vgl. auch 32, besonders S. 229).

III. Der Verfall der herzynischen Alpen.

Wie jedes Faltengebirge, so fielen auch die herzynischen Alpen noch während ihrer Aufrichtung der Zerstörung anheim. Beweis dessen sind die zwischen zwei Hauptphasen der Faltung abgelagerten Konglomerate des Oberkarbon — überall, wo solches sicher nachgewiesen, enthält es Konglomerat! (Es ist daher nicht angängig, einen Phyllit ohne weiteres als karbonisch zu bezeichnen, weil er vielleicht Spuren von Kohlenstoff enthält, wenn diese typischen Konglomerate fehlen!) Auch während des Perm scheinen noch Bewegungen stattgefunden zu haben (Diskordanz über „Verrukano“ der Dent de Morcles; vgl. 32, S. 246). Im ganzen aber hat zu dieser Zeit die Abtragung überwogen. Ihr Produkt, der Verrukano, lagert über den eingeebneten Gebirgstteilen.

Dabei steht freilich dessen Alter keineswegs überall sicher. Gemeinhin wird er, wegen der Analogie mit dem deutschen Rotliegenden, ins ältere Perm gestellt; und für bedeutende Teile der Alpen (insbesondere die Südalpen, wo in den karnischen Alpen Verknüpfung mit marinem Altperm bekannt ist, und auch eine Vertretung höherer permischer Glieder nicht fehlt), wird dies auch zutreffen. Allein in anderen Gegenden muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß manches, was als Verrukano bezeichnet wird, dem oberen Perm, ja selbst der tiefsten Trias entspricht.

Denn es ist ja von vornherein anzunehmen, daß die Abtragung des Gebirges nicht gleichmäßig vor sich ging — daß einzelne Gebirgsteile länger Widerstand leisteten, sei es, daß sie durch primär größere Höhe und Massigkeit oder geringere Niederschläge begünstigt waren, oder, was wohl die größere Rolle spielte, daß sie durch posthume Bewegungen immer wieder in die Höhe getrieben wurden. Dazwischen liegende Senken spielten zunächst die Rolle von Sammelbecken für die Zerstörungsprodukte.

Daneben ist nicht zu vergessen der Vulkanismus, der im ganzen Bereich der herzynischen Alpen tätig war. Hauptsächlich wurden Quarzporphyre gefördert (Bozen, Lugano, Davos, Windgälle u. a.; vielleicht auch Rofnaporphyr, Nairporphyr)¹⁾; stellenweise auch basische Ergüsse (Lugano; Melaphyre des Kärpf, u. a.). Sehr vieles, was als „Verrukano“ bezeichnet worden ist, namentlich in mehr oder minder metamorphen Gesteinen, sind solche Ergußgesteine und ihre Tuffe.

Jedenfalls trug diese vulkanische Tätigkeit ebenfalls dazu bei, Höhenunterschiede zu schaffen und somit Material für die Bildung klastischer Sedimente bereitzustellen. In den höheren Teilen der permischen Bildungen spielt solches Porphyrmaterial vielfach eine bedeutende Rolle; z. B. im Grödnersandstein Südtirols, im „Verrukano“ der Bergamasker Alpen. Einen Fall kennen wir sogar, wo der Rest eines solchen permischen Porphyrvulkans als Erhebung die ganze Trias überdauert hat und erst im Dogger dem Übergreifen des Meeres erlegen ist: die Windgälle (32, S. 283).

In den Senken also, einerseits zwischen den einzelnen Gebirgrümpfen, andererseits den vulkanischen Erhebungen, lagerten sich die Sedimente des alpinen Verrukanos ab. Es ist also vollkommen einleuchtend, wenn sie sehr unregelmäßig, mit rasch wechselnder Mächtigkeit auftreten und vielfach auch ganz fehlen.

Das gilt insbesondere auch fürs penninische Gebiet, wo teilweise konglomeratische Glimmerschiefer unmittelbar unter dem Mesozoikum von STAUB (74) im Bergell, von JENNY (38) in der Sojadecke (Westseite der Adula) als Verrukano aufgefaßt werden. Die früher von

¹⁾ Der weitverbreitete „Blasseneckporphyroid“ der ostalpinen Grauwackenzone jedoch wird jetzt von SPENGLER (68) ebenso wie von OHNESORGE ins Altpaläozoikum gestellt!

ALB. HEIM (32) und von mir (11) geäußerte Ansicht, daß im penninischen Gebiet Verrukano fehle, ist danach zu berichtigen. Jedenfalls aber ist der Schluß, daß diese nur streckenweise verbreiteten Verrukanovorkommen in bereits zur permischen Zeit wieder einsinkenden Geosynklinalen zum Absatz gekommen seien, als vollkommen verfehlt zu bezeichnen — man müßte denn auch die Rinnen, in denen das deutsche Rotliegende abgelagert wurde (81), als Geosynklinalen bezeichnen wollen! Es dürften vielmehr ganz analoge Verhältnisse vorliegen wie bei diesem, und beim alpinen Verrukano überhaupt. Und ebenso wie in dessen ganzem Verbreitungsgebiet ist auch bei diesen seinen metamorphen Äquivalenten der penninischen Region nicht anzunehmen, daß es sich um marine Sedimente handelt, als die sie JENNY aufzufassen scheint. Im wesentlichen subaërische Bildung in mehr oder minder aridem Klima, wie sie für das Rotliegende angenommen wird, ist auch im alpinen Gebiet mit Einschluß des penninischen am wahrscheinlichsten.

Nur ein Teil der Alpen macht im Perm eine abweichende Entwicklung durch. Auf sicher herzynisch gefaltetem Boden, in den karnischen Alpen, hat sich schon im Oberkarbon eine tiefere Rinne eingesenkt, in die das Meer eindrang, um auch während der altpermischen Zeit die Herrschaft zu behalten. Dieser Vorgang erfolgte gleichzeitig mit dem Fortgang der faltenden Bewegungen in anderen Teilen der herzynischen Alpen — wahrscheinlich sogar in der näheren Umgebung, worauf der stark „orogene“ Einschlag der abgelagerten Sedimente: die häufige Einschaltung grobklastischer Bildungen, hinweist. Man wird deshalb in dieser Einsenkung einen Vorgang sehen dürfen, der selbst noch zu den herzynischen Bewegungen in näherer Beziehung steht — vergleichbar etwa dem Übergreifen der adriatischen Senke auf die alpinen Innen- und dinarischen Außenfalten (*mutatis mutandis!*) —, nicht aber den Beginn einer neuen geosynklinalen Einsenkung.

Dafür spricht auch der Umstand, daß nach Absatz der altpermischen Kalke dieses karnische Gebiet seine Sonderstellung verliert und die Schicksale des weiteren südalpinen Bereiches teilt: es wird zunächst von den Abtragungsprodukten der Gebirgsreste und der Porphyrvulkane, dem Grödnersandstein, eingedeckt. Und die Wiederkehr des Meeres vollzieht sich ebenfalls über weitere Flächen: in den ganzen Südalpen östlich der Etschlinie, und teilweise noch darüber hinaus, bis ins Adamellogebiet (60). Seine Ablagerung, der Bellerophonkalk, weist hin auf ein flaches Epikontinentalmeer als Bildungsstätte.

Bekanntlich ist der Fossilgehalt des Bellerophonkalkes von jenem des deutschen Zechsteines so grundverschieden, daß von einem paläontologischen Nachweis der Altersgleichheit beider nicht die Rede sein kann. Gleichwohl ist der Parallelismus der Entwicklung beiderseits, am Nord- und am Südrand der herzynischen Falten Mittel-

europas, ein so auffallender, daß sich der Gedanke an Gleichzeitigkeit unwillkürlich aufdrängt: hier wie dort transgrediert ein flaches Meer über die Schuttflächen der herzynischen Ketten, setzt unreine Kalke und Dolomite ab und verfällt schließlich, vom Ozean abgeschnürt, der Eindampfung. Daß diese in den Südalpen nicht so weit gediehen ist, nur bis zur Ausscheidung von Gips und nicht von Kali- und Magnesiasalzen wie im Norden, ist von nebensächlicher Bedeutung; prinzipiell ist der Vorgang doch gleicher Art. Und gerade daß er zwei Meeresbecken betroffen hat, die wegen ihrer vollständigen faunistischen Verschiedenheit nur in sehr entfernter Verbindung untereinander gestanden haben können — gerade dies gibt uns einen wichtigen Fingerzeig bezüglich der Abschnürung: es wird recht unwahrscheinlich, daß dieselben in lokalen tektonischen Ereignissen bestanden; viel eher dürfte es sich um eine von solchen unabhängige negative Bewegung des Meeresniveaus gehandelt haben.

Damit wird aber auch für den vorausgegangenen Eintritt des Meeres der analoge umgekehrte Vorgang: positive Bewegung des Meeresspiegels, in den Bereich der Wahrscheinlichkeit gerückt. Das Meer ergriff Besitz von den Gebietsteilen, die im Verlauf der posthumer herzynischen Bewegungen in die tiefste Lage gekommen waren. Das ist im Bereich der Alpen der Südosten gewesen. Soviel läßt sich sagen; aber daß hier bereits ein Beginn der neuen geosynklinalen Senkung vorläge, scheint angesichts der verhältnismäßig geringen Mächtigkeit des Bellerophonkalkes zunächst nicht begründet.

IV. Die Geburt der alpinen Geosynklinale.

Die Permzeit hat mit den Resten des herzynischen Gebirges ziemlich gründlich aufgeräumt, außerhalb wie innerhalb der Alpen. Wohl existierten noch Höhen und Senken, wie aus der wechselnden Mächtigkeit des Buntsandsteins zu entnehmen ist; aber die Gefälle können nur mehr sanft gewesen sein: darauf deutet der im allgemeinen feinklastische Charakter der Sedimente. Im übrigen dürfte deren Material vielleicht größtenteils nicht mehr unmittelbar durch Zerstörung des Grundgebirges, sondern durch Aufarbeitung und Umlagerung der permischen Schuttmassen zubereitet sein, analog wie das DEECKE für den deutschen Buntsandstein ausgesprochen hat (17). In den Alpen ist ja vielfach eine sichere Grenze zwischen dem sicher oder vermutlich permischen und dem triadischen Anteil dieser klastischen Bildungen überhaupt nicht zu ziehen.

Die sandige Fazies der unteren Trias geht im Westen über die ganze Breite der Alpen, in zumeist geringer Mächtigkeit und unter z. T. verschiedenen Namen: als Melsersandstein im helvetischen Gebiet, als Quarzit (in mehr oder minder metamorphem Zustande)

im penninischen; im unter- oder oberostalpinen, ja selbst noch in den lombardischen Südalpen als „typischer“ Buntsandstein. Auch auf den westlichen Teil der Tiroler Nordalpen erstreckt sich noch diese Ausbildung. Man wird für sie im wesentlichen eine kontinentale Entstehung voraussetzen dürfen — wie für einen großen Teil des deutschen Buntsandsteins (23). Weiter östlich dagegen herrscht marine Entwicklung: sowohl im Norden, in den Salzburger usw. Kalkalpen (Werfener Schichten) als auch in den Südalpen (Seiser- und Campiler Schichten)¹⁾. In den ersteren macht sich — auch abgesehen von den Basalbrekzien, mit denen sie z. T. unmittelbar über ältere Gebirge transgredieren (68) — terrigene Einschwemmung sehr stark fühlbar, die wohl am wahrscheinlichsten auf das benachbarte Buntsandsteinfestland zurückzuführen ist; damit stünde auch die vorwiegend rote Farbe der Werfener Schiefer gut im Einklang. Aber auch die gleichzeitigen Sedimente der Südalpen sind durchgängig terrigen beeinflusst; und am stärksten ganz im Süden, im Vicentinischen, wo sie größtenteils aus Sandsteinen bestehen (85). Das deutet auf eine Südküste der untertriadischen Senke, unter dem oberitalienischen Alluvialgebiet.

Darf man diese untertriadische Senke als Geosynklinale betrachten? Sie besitzt ein wesentliches Merkmal einer solchen: eine verhältnismäßig große Mächtigkeit der Sedimente. Und sie deutet zweifellos auf eine anhaltende Senkung des ostalpinen Gebiets, der in der außer-alpinen Nachbarschaft nichts Entsprechendes an die Seite zu setzen ist: also auf eine Sonderentwicklung des ersteren. Da sie im weiteren Verlauf der Trias ihren Fortgang nimmt, mag man sie immerhin als Anfang der jungen, alpinen Geosynklinale bezeichnen.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß der Beginn der geosynklynen Einsenkung nicht überall in den Alpen gleichzeitig erfolgt: in der Richtung des Streichens erscheint sie zuerst im Osten, in der Richtung senkrecht dazu im Süden (südalpin und oberostalpin). In beiden Richtungen kann man sie auffassen als eine Erweiterung jener flachen Einsenkung, die wir in jungpermischer Zeit im südostalpinen Bereich getroffen haben.

Allein alsbald machen sich andere Einflüsse geltend, die die Wirkung der geosynklynen Senkung aufheben. Weitverbreitet sind an der skythisch-anisischen Grenze die Anzeichen eines Rückzugs des Meeres. In den Nordalpen führte er fast überall zur Abschnürung

¹⁾ Für sie wird auch die Sammelbezeichnung Werfener Schichten gebraucht, die aber lithologisch unzutreffend ist. Noch entschiedener ist es jedoch abzulehnen, wenn neuerdings der Name Campiler Schichten auf die Grenzbildungen von Buntsandstein und Muschelkalkdolomit (aus Wechselagerung beider bestehend) in Graubünden übertragen wird (z. B. 21), die mit den sandigen Kalken der südalpinen echten Campiler Schichten weder die lithologische Fazies, noch die Fauna — da sie gänzlich fossilifer sind! — gemeinsam haben.

und Eindampfung, zur Ausscheidung von Steinsalz (Haselgebirge) oder wenigstens von Gips (Reichenhaller Rauhacken, „Untere Rauhacke“ Graubündens¹⁾). Auch im äußersten Süden, im Vicentinischen, kommt es zu gleichartigen Vorgängen (85). Und im zwischenliegenden südalpinen Gebiet ist eine Konglomeratbildung weitverbreitet (sog. Donschichten, 49), die auf vorübergehende Trockenlegung hinweist.

Für die Deutung dieses Vorganges von großer Wichtigkeit sind die gleichzeitigen Begebenheiten im außeralpinen Gebiet. Auch dort ist bekanntlich im oberen Buntsandstein, im Röt das Meer eingedrungen — unter welchen Umständen soll hier nicht untersucht werden. Aber auch hier verfällt es um die Wende von Buntsandstein und Muschelkalk der Eindampfung — genau wie in den Alpen. Dieser Parallelismus der Entwicklung scheint mir nun wiederum am einfachsten zu erklären durch eine Senkung des Meeresspiegels, unabhängig von den lokalen Bewegungen des Festen. Damit ist auch die Unterbrechung der geosynklinalen Senkung in den Alpen erklärt: sie erfolgte erheblich langsamer als jene negative Bewegung des Meeresspiegels und wurde folglich von dieser überholt.

Mit dem Muschelkalk setzt die erstere wieder in erkennbarer Weise ein. Der Eintritt des Meeres vollzieht sich wiederum ungefähr gleichzeitig im ostalpinen und im germanischen Gebiet — was wiederum eine Erklärung am einfachsten durch eine positive Bewegung des Meeresspiegels finden dürfte. Doch wird weiterhin die Vergleichung der Vorgänge in- und außerhalb der Geosynklinale schwieriger, weil die Parallelisierung der beiderseitigen Ablagerungen bekanntlich sehr umstritten ist. Ehe wir die Geschichte der ersteren verfolgen wollen, sei daher ihr Nordrand näher ins Auge gefaßt.

V. Der Nordrand der alpinen Geosynklinale zur Triaszeit.

Längs dem Nordrand der Ostalpen bricht die mächtige alpine Trias unvermittelt ab. Alt ist die Vorstellung, daß ihr eine unter dem Alpenvorland verborgene Küste eine Schranke gesetzt hätte: Diese Vorstellung mußte um so näher liegen, als ja ganz im Osten tatsächlich die böhmische Masse im Angesicht der Alpen aufragt, die zur Triaszeit nie überflutet war, und der man wenigstens eine gewisse Fortsetzung gegen SW schwerlich absprechen kann.

Aber was für den Osten richtig ist, wurde zu Unrecht erweitert zu einer Schwelle, die längs dem ganzen Nordrand der Alpen alpine

¹⁾ Auch wenn diese Bildungen nicht streng miteinander parallelisiert werden dürfen, so kann doch die Ursache der Salz- bzw. Gipsausscheidung in dem gleichen Vorgang gesucht werden — nur daß jene eben, wohl infolge lokaler Umstände, in verschiedenen Gegenden durch verschieden lange Zeiträume von dem bedingenden Ereignis getrennt erfolgte.

und außeralpine Faziesgebiete scheiden sollte. Ihre Bedeutung wurde weiter übertrieben zu einem „Vindelizischen Gebirge“, von dem alle möglichen fremdartigen Einschlüsse in alpinen Sedimenten, bis hinauf zu den kristallinen Geröllen der Molasse, herkommen sollten; das weiter auch für die Lieferung tektonischer Schubschollen herangezogen, und endlich sogar für die Stauung der alpinen Falten zu einem einheitlichen Nordrand haftbar gemacht wurde.

All diese Funktionen des hypothetischen vindelizischen Gebirges sind nicht haltbar¹⁾, wie zumeist schon lange nachgewiesen ist. Hier sei nur die ihm zugeschriebene Rolle einer Scheide zwischen alpiner und außeralpiner Trias betrachtet.

Der Schlüssel für diese Frage liegt in den Westalpen. Schon FRECH und PHILIPPI schrieben (6, S. 78), daß sich dort „bis zu einem gewissen Grade der Übergang aus der deutschen in die alpine Ausbildungsweise verfolgen läßt“. Heute, wo die damals noch kaum bekannten und vielfach mißdeuteten Verhältnisse in Graubünden im wesentlichen klargestellt sind, besteht auch über jenen Übergang viel größere Sicherheit.

Das helvetische Normalprofil der Trias: geringmächtige Sandsteine — Rauhwacke und Rötidolomit — Quartenschiefer, ist schon oft mit der germanischen Dreigliederung verglichen worden. Dagegen ließ sich einwenden²⁾, daß der Rötidolomit lithologisch von den typischen Gesteinen des deutschen Muschelkalks sehr verschieden ist. Tatsächlich gleicht er nur einem von dessen Gliedern: dem Trigonodusdolomit, mit dessen Fauna sich auch die sehr kümmerlichen Reste, die der Rötidolomit bisher geliefert hat, am besten vergleichen lassen (52). Da ist es nun bezeichnend, daß in Südwestdeutschland, je weiter wir nach Süden gehen, umso tiefere Glieder des Muschelkalks durch die Fazies des Trigonodus-

¹⁾ Für Lieferung exotischer Gerölle und Schubschollen kann man das „Vindelizische Gebirge“ nur dann heranziehen, wenn man es mit KOCKEL („Rumunischer Rücken“, 63) tief in die Alpen hineinverlegt; damit sind aber die anderen oben angedeuteten Funktionen unvereinbar. Und ein stauendes Hindernis zur Erklärung des Alpenrandes ist eine ganz überflüssige Annahme; daß an einer Linie die Deckenbewegungen zum Stillstand kommen mußten, ist eine ganz leicht verständliche Sache, sofern man nicht unbegrenzte Schublängen für möglich ansehen will. Ferner ist zu bedenken, daß die vorwärtsschreitende Gebirgswelle selbst im Vorland Schwellen schuf, indem sie den jeweils nächstgelegenen Streifen desselben gewissermaßen eindrückte (vgl. 2, 43, 44). Dabei ist es immerhin möglich, daß schließlich die Schubdecken des Gebirges an einer solchen Abbeugungschwelle branden und zum Stillstand kommen konnten — die letztere mithin ein präexistierendes Hindernis nur vortäuscht.

²⁾ Andere Einwendungen gründeten sich auf stratigraphische und tektonische Irrtümer (z. B. permischer „Rötidolomit“ und „Quartenschiefer“, überlagert von Trias an der Cotschna bei Klosters; ROTHPLETZ, Alpenforschungen I, S. 5, — in Wahrheit Hauptdolomit und oberjurassischer Radiolarit unter einer Überschiebung!); sie können hier folglich übergangen werden.

dolomits ersetzt werden (17). Die Annahme hat also einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit für sich, daß über das unaufgeschlossene Zwischenstück unter der Schweizer Ebene und den helvetischen Decken hindurch diese Ersetzung wenigstens des oberen Muschelkalks eine vollständige geworden ist: daß im Aarmassiv, wo die Trias wieder auftaucht, der ganze obere Muschelkalk in der Fazies der Trigonodusdolomite vorliegt — d. h. eben als Rötidolomit. Der letztere entspricht also nicht dem ganzen germanischen Muschelkalk, sondern nur dessen oberem Teil.

Im Aarmassiv ist von der mittleren Trias nur der Rötidolomit vorhanden (wenigstens im Osten). Offenbar bildete es noch einen flachen Rücken, als letztes Relikt des herzynischen Gebirgsrumpfes. Darauf deutet schon die äußerst schwächliche Auflagerung des Buntsandsteins. Infolge dieser relativ höheren Lage hat nicht nur die Transgression des Röt nicht hierher gereicht (sie fehlt den Westalpen anscheinend überhaupt), sondern auch nicht die des Unteren Muschelkalks. Das steht im Einklang mit der auf die bekannten Funde alpiner Ammoniten im unteren Muschelkalk Oberschlesiens gegründeten Vermutung, daß zu jener Zeit nur dort eine ungehinderte Verbindung zwischen germanischem und alpinem Triasmeer bestanden hat (6, 19). Einzelne Inseln (Windgälle u. a.) haben ja sogar die Trias noch überdauert.

Primär südlich vom Aarmassiv, in den helvetischen Decken, macht sich nun auch die Transgression des unteren Muschelkalks bemerklich. Sedimente zwar, welche das Meer bei seinem Vordringen hinterlassen hätte, fehlen. Dagegen möchte ich die Rauhwacken, welche sich unter dem Rötidolomit einstellen, auffassen als Vertreter der Anhydritgruppe des germanischen Bereiches — d. h. einer Eindampfungsphase, welche hier wie dort den Abschluß dieser Meeresüberflutung bedeutet. Hier, in den Alpen, ist die letztere jedenfalls nur sehr flach und wohl nicht von langer Dauer gewesen, hat auch nach Norden vielleicht gar nicht mit dem germanischen Becken in Verbindung gestanden.

An dieser Stelle sei eine kurze Abschweifung über die Entstehung des Rauhwacken eingeschaltet. Darüber mangelt es bisher, so viel ich sehe, an einer systematischen Untersuchung. Daß dieselben primär keinesfalls tektonischen Ursprungs sind, geht meines Erachtens hervor aus folgenden Punkten: 1. treten sie häufig genug auf in gar nicht (deutscher Zechstein und Anhydritgruppe) oder kaum (viele südalpine Profile) zerstörten Gebieten; 2. sind sie auch in den Alpen nach meiner Erfahrung (und übereinstimmenden von anderen Aufnahmegeologen) durchweg stratigraphisch horizontierbar. Einen positiven Fingerzeig bezüglich ihrer Entstehung gibt 3. die fast stets enge Verknüpfung mit Gips und Anhydrit (wo solche nicht sichtbar, wird ihr Vorhandensein oft

noch durch Schwefel- und Sulfatquellen angezeigt!). Man kann sich etwa vorstellen (eine ähnliche Auffassung findet sich auch angedeutet bei TORNQUIST, 85, sowie bei SPITZ und DYHRENFURTH, 71), daß ursprünglich ein wechsellagernder Komplex von dünnen Gips- und Dolomit- (bzw. Kalk-) Schichtchen vorlag. Dann wurde der Gips teilweise ausgelaugt, die Dolomitschichten zerbrachen beim Zusammen-sacken. Hierauf wurden die Trümmer, und vielfach auch Bruchstücke von noch vorhandenem Gips wieder verkittet; durch gleichzeitiges oder späteres Fortschreiten der Auslaugung wurden die letzteren auch noch entfernt und kam die löcherige Struktur zustande. — Es ist nun klar, daß ein derartiges Gestein gegenüber tektonischer Beanspruchung eine besonders geringe Widerstandskraft besitzen wird: es wird leicht sekundär tektonisch umgeformt werden. Dabei kann es aus Zwischenlagen anderer Gesteine, oder aus dem Liegenden und Hangenden Bruchstücke in sich aufnehmen: so kommen die in den Alpen häufigen Fälle zustande, wo die Rauhwaacke zum Zement einer polygenen Brekzie wird. Daß es sich dabei nicht um ursprüngliche sedimentäre Einstreuung handelt, zeigen Fälle wie ich sie aus dem Engadin kenne, wo eine triadische Rauhwaacke Bruchstücke von Lias-schiefer enthält. — Der vorstehende Erklärungsversuch soll vorerst nur als Arbeitshypothese gelten; vielleicht erschöpft er das Problem noch nicht ganz. Das eine erscheint mir jedenfalls sicher: daß die Rauhwaacke genetisch an Gips geknüpft ist und aus ihrem Vorkommen auf Eindampfung von Meeresteilen geschlossen werden darf, auch dort wo der Gips als solcher nicht bekannt (d. h. eben restlos weggelöst) ist.

Wir können also im helvetischen Deckengebiet die beiden Transgressionsphasen des germanischen Muschelkalks wiederfinden. Äquivalente der Lettenkohle fehlen darüber, die lithologisch als solche kennbar wären. Statt dessen folgen gleich die Quartenschiefer, deren Gesteinscharakter den bunten Keupermergeln entspricht; gelegentlich sind sie auch durch rote Sandsteine vertreten. Auch diese Gesteine sind wohl, wie ein großer Teil der gleichzeitigen deutschen Bildungen (6), als hauptsächlich festländische Sedimente aufzufassen. Ihr Material dürfte, ähnlich wie das schon vom Buntsandstein in seinem Verhältnis zum Rotliegenden gilt (vgl. S. 362), größtenteils der Wiederaufarbeitung dieser älteren klastischen Bildungen entstammen, natürlich muß es von solchen Gegenden herkommen, die nicht durch transgredierende Muschelkalksedimente geschützt waren bzw. wo diese wieder abgetragen wurden.

Endlich ist im helvetischen Gebiet auch, zwar nur sehr sporadisch, aber doch an mehreren Punkten, das Rhät bekannt in ganz entsprechenden Fazies wie im Alpenvorland (32). Im letzteren bezeugt die große Gleichmäßigkeit seiner Transgression über weite Flächen die weitgehende Ausgleichung aller Unebenheiten am Ende

der Keuperzeit. Ob das für das helvetische Gebiet ebenso gilt, bleibe dahingestellt — immerhin mögen vielfach die rhätischen Ablagerungen späterem Wiederabtrag zum Opfer gefallen sein.

Die helvetische Trias ist schon oft als eine verkümmerte Ausbildung der germanischen bezeichnet worden. Diese Verkümmerng äußert sich in vollständigem Ausfall zahlreicher Glieder, in meist geringer Mächtigkeit der übrigen; die letztere schwankt noch dazu öfters bis zum Verschwinden des einen oder anderen. Im ganzen wird an diesem Verhalten größere Höhenlage bzw. relative Hebungstendenz des helvetischen Gebietes gegenüber dem germanischen die Schuld tragen. Das ist das Gegenteil von einer Geosynklinale!

Im großen und ganzen darf jedenfalls die helvetische Trias als die unmittelbare Fortsetzung der germanischen gelten. Für die Annahme eines „Vindelizischen Gebirges“ zwischen beiden fehlt jede Notwendigkeit.

Die helvetische Trias setzt nun aber nach Süden noch durch fast das ganze penninische Gebiet fort mit wesentlich gleichen Merkmalen — wenn man absieht von sekundären, wie der Metamorphose, und dem Hinzutreten basischer Eruptiva, falls wirklich ein Teil von diesen triadisch sein sollte. Über den penninischen alkristallinen Gesteinen bzw. ihrer Bedeckung von Karbon und Verrukano folgt ein Quarzit als Vertreter des Buntsandsteins; dann Rauhwaacke, oft mit Gips vergesellt, die nach den obigen Ausführungen einer Eindampfungsphase des ganz vorübergehend über den Buntsandstein transgredierenden Unteren Muschelkalkmeeres zuzuschreiben sind; endlich Dolomit und Marmor, die Fortsetzung des Rötidolomits, der Transgression des Oberen Muschelkalks entsprechend. Die Quartenschiefer, die den Abschluß bilden sollten, fehlen zumeist; sicher bekannt sind sie auffallenderweise fast nur aus dem äußersten Süden des penninischen Gebietes, aus der Dentblanchedecke (3) bzw. der Margnadecke Graubündens (Val Fex nach STAUB [72], Splügener Kalkberge, 95); außerdem im Briançonnais. Es kann wohl als ausgeschlossen gelten, daß diese Schichten, die nur ein verblasenes oder verschwemmtes, feines Verwitterungsmaterial kristalliner Gesteine darstellen können, so isoliert entstanden sind wie wir sie heute finden, als Inseln festländischer Sedimentation in einem südpenninischen Triasmeer; und die Annahme einer größeren Insel kristalliner Gesteine, von der ihr Material stammen könnte, scheint nur im Falle der Dentblanchedecke möglich (wenn auch nicht beweisbar), die ja heute fast ganz von mesozoischen Sedimenten entblößt ist. In den übrigen genannten Fällen sehe ich keine Möglichkeit, eine benachbarte Unterbrechung der zusammenhängenden Decke kalkiger Mitteltrias für die Lieferung des nötigen tonig-sandigen Materials verantwortlich zu machen. Es bleibt demgemäß nichts anderes übrig, als das Material auch dieses südpenninischen Quartenschiefers von

Norden zu beziehen — von dem germanischen Keuperfestland, das demgemäß als flache Platte bis in das südpenninische Gebiet hereingereicht haben muß. Wenn nicht auf diesem Festlande selbst, so jedenfalls nicht weit von seinem Rande sind jene Quartenschiefer abgesetzt worden.

Vielfach begegnet man der Annahme, es existiere neben dieser normalen, germanisch-helvetischen Flachsee- und Festlandsausbildung im penninischen Gebiet auch noch eine „bathyale“ Triasfazies: wo die erstgenannte nicht nachweisbar, sollen die Schistes lustrés die Trias mitumfassen (4, 73 u. a.). Ich habe bereits an anderer Stelle (11) darauf hingewiesen, daß diese Auffassung schwer vorstellbare Konsequenzen hat: das mehrfache Nebeneinander von tiefmeerischen Rinnen und von flachen eindampfenden Becken, in denen Gips abgeschieden wurde, ist kaum denkbar und ich habe die Vermutung geäußert, daß das Fehlen der quarzitisch-dolomitischen Trias in jenen Zonen sekundär, sei es durch liasische Erosion, sei es tektonisch, bedingt sein müsse. Für wenigstens ein Gebiet ist die Richtigkeit dieser Vermutung inzwischen tatsächlich erwiesen worden: in der Adula hat KOPP festgestellt (38), daß die dolomitische Trias dort, wo solches von ROOTHAAN behauptet worden war, tatsächlich nicht fehlt, sondern in tektonisch äußerst reduzierte Linsen zerrissen ist.

Eine „penninische Geosynklinale“ hat demnach zur Triaszeit noch nicht bestanden. Das penninische Gebiet nahm vielfach ganz ebenso wie das helvetische teil an den Schicksalen des außeralpinen, germanischen Bereiches (mit den oben ange deuteten Einschränkungen). Eine Ausnahme machen nur einzelne weit südlich gelegene Gegenden: das Briançonnais und die Splügener Kalkberge, wo unmittelbar neben der normalen, germanisch-dreiteilten Trias mächtige Kalk- und Dolomitmassen von ostalpinem Charakter auftreten. Sie umfassen sowohl Äquivalente der anisichladinischen wie anscheinend auch der norischen Stufe. Leider ist über das Verhältnis der beiden Fazies nichts Näheres bekannt. Nur soviel kann also mit Sicherheit gesagt werden, daß hier in lokal beschränktem Ausmaße die ostalpine geosynklinale Senkung bereits in triadischer Zeit auf penninisches Gebiet übergegriffen hat.

Auffallend ist dabei, daß dieses Übergreifen ganz verschiedene tektonische Glieder der penninischen Zone betroffen hat. Die Splügener Kalkberge gehören der Margnadecke an, also dem südlichsten penninischen Bereiche; hier hat ein solches Übergreifen weiter nichts Merkwürdiges. Das Briançonnais dagegen gehört dem mittleren Teil der penninischen Zone an; hier scheint also eine selbständige Teilgeosynklinale sich eingesenkt zu haben, ohne unmittelbaren Zusammenhang mit der ostalpinen. Im Streichen hat ein solcher jedenfalls nicht bestanden; denn die „pseudoostalpine“ Fazies des Bri-

ançonnais verschwindet gegen NO, ohne auch nur auf Schweizer Boden überzugreifen.

Östlich vom Meridian der Splügener Kalkberge scheint dagegen der Nordrand der triadischen Geosynklinale nicht mehr auf penninischem Boden gelegen zu haben. Denn dort sind in der immerhin schon „ostalpin“ zu gliedernden Trias des unterostalpinen Gebietes deutliche Anzeichen einer Annäherung an die Verhältnisse des Vorlandes bemerkbar. Von besonderer Bedeutung ist in diesem Zusammenhange die Trias des nördlichen Teiles der Errdecke (12), als die primär nördlichste unterostalpine Trias, die wir in zusammenhängenden Profilen kennen. Während im penninischen Gebiet, wie wir sahen, der Untere Muschelkalk als fehlend anzusehen ist, sehen wir hier eigentümliche grobsandige Kalke und Dolomite den Übergang von Buntsandstein zu Muschelkalk vermitteln: eine Uferfazies des Unteren Muschelkalks! Es folgen lithologisch einigermaßen charakteristische, aber geringmächtige, Dolomite der anisischen und ladinischen Stufe, dann, z. T. bis auf den Unteren Muschelkalk hinab transgredierend, Brekzien, welche die karnische Stufe einleiten. Diese besteht weiterhin aus Dolomiten mit häufigen Tonschieferzwischenlagen (terrigenen Beeinflussung!), zu oberst roten Sandsteinen und Schiefen — Quartenschiefer! — und Rauhacken; letztere finden zwar im penninischen Gebiet kein Analogon, wohl aber im germanischen Gipskeuper. Endlich bildet ein Dolomit den Abschluß, nur mehr in Resten erhalten, den ich bereits als Hauptdolomit ansehen möchte. — Bemerkenswerte Ergänzungen zu diesem Profil bietet das ca. 5—6 km südlicher gelegene Gebiet der Nordseite des Julierpasses. Dort sind einmal die normalen anisisch-ladinischen Sedimente noch mehr reduziert; statt dessen schaltet sich über dem Buntsandstein eine sehr mächtige Rauhackenmasse ein („Untere Rauhacke“ THEOBALDS), von der es fraglich bleibt, ob man sie dem penninisch-helvetischen Rauhackenhorizont, d. h. der Anhydritgruppe parallelisieren soll, oder der Eintrocknungsphase des Röt — oder vielleicht beiden, nachdem diese „Untere Rauhacke“ selbst noch durch einen geringmächtigen Dolomithorizont zweigeteilt ist. Zweitens aber ist dort über den Raibler Sandsteinen ein 2—300 m mächtiger Dolomit vorhanden, der von Rhät unmittelbar überlagert wird. Das scheint unbedingt dafür zu sprechen, daß wir es hier mit Hauptdolomit zu tun haben; aber die Beschaffenheit dieses Dolomitkomplexes scheint auf den ersten Blick Schwierigkeiten zu machen: nicht nur ist er z. T. bunt (rot, gelb, schwärzlich) gefärbt, sondern er enthält auch reichlich rote eisenschüssige Konkretionen und rote Tonschieferlagen, wie viele karnische Dolomite. Ich habe deshalb seine Altersstellung zunächst offen gelassen und ihn mit seinem Lokalnamen Bardelladolomit bezeichnet (12). Heute scheint es mir so gut wie sicher, daß er dem Hauptdolomit tatsächlich ent-

spricht: Die erwähnten terrigenen Einschaltungen, die gegen diese Auffassung zu sprechen schienen, weisen hin auf die Nachbarschaft der Küste gegen das germanisch-westalpine Keuperfestland; seiner Bedeckung, den bunten Keupermergeln, dürften sie auch lithologisch entsprechen und am einfachsten als von dort abgeschwemmtes Material zu deuten sein.

Hier sei auch darauf hingewiesen, daß sich am Tauern-Westende ganz analoge Verhältnisse wiederholen. An der Kahlwand (fälschlich Kalkwand, zwischen Lizumer- und Tuxertal) liegen über Raibler Schieferen, Dolomiten, Brekzien und Gips (vgl. 70) mächtige, z. T. bunt gefärbte Dolomite mit Tonschieferlagen, genau wie in den Bergen des Julierpasses; und genau wie dort werden sie beim Gipfel der Kahlwand von Rhät überlagert¹⁾.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß wir im Gebiet der Errdecke in zwei Stufen deutliche Anzeichen eines Ufers haben, in denen solche im übrigen ostalpinen Gebiet nicht bekannt sind: im Unteren Muschelkalk und im Hauptdolomit. Natürlich können dieselben nicht auf ein „Vindelizisches Gebirge“ gedeutet werden; denn wo wäre Platz für ein solches? Sie sind vielmehr ganz einfach auf die Nachbarschaft des germanischen Keuperfestlandes zu beziehen, welches wenigstens in seinem südlichen, penninischen Teil zu jenen Zeitabschnitten trocken lag.

Eben diese mehrfach wiederholte Trockenlegung des helvetisch-penninischen Gebietes ist es, die zeitweise eine wirkliche Trennung zwischen germanischem und alpinem Bereich geschaffen hat und somit ein „Vindelizisches Gebirge“ vortäuscht. Aber von einem wirklichen Gebirge ist dabei keine Rede; es handelt sich vielmehr nur um eine ganz flache Schwelle, die von den Transgressionen nicht oder erst verspätet überschritten wurde. Und eine dauernde Trennung beider Gebiete hat nicht bestanden. Wer eine solche für notwendig hält, dem sei die Frage gestellt, wie dann die starken germanischen Anklänge (lithologischer und faunistischer Natur) im Vicentinischen Muschelkalk zu erklären sind — der doch sicher durch keine Barre vom übrigen alpinen Triasgebiet getrennt war!

Vielfach ist der Hochstegenkalk in der Unteren Schieferhülle der Tauern samt den begleitenden Quarziten als wiederauftauchende penninische Trias gedeutet worden. Der Fund wahrscheinlich altpaläozoischer Korallen durch OHNESORGE (51) macht diese Parallelisierung fraglich (vgl. S. 354), wenn er auch nur beweisend ist für die isolierte Scholle, in der er gemacht wurde, und nicht für den davon getrennten und, soweit nach der Beschreibung zu urteilen, lithologisch deutlich davon verschiedenen echten Hochstegenkalk. Sollte sich dieser indessen noch in seiner Gesamtheit als paläozoisch

¹⁾ Darauf machte mich Professor B. SANDER in dankenswerter Weise aufmerksam.

erweisen, so würde damit noch lange nicht „das phantastische Deckengebäude TERMIERS, KOBERs usw. zusammenstürzen“ — es wäre damit vielmehr nur ein sehr schönes Beispiel gegeben für das Wiederauftauchen von Vorlandsmerkmalen im Faltengebirge. Ebenso wie in den Westalpen die germanisch-helvetisch-penninische Trias sich über die ganzen nicht „ostalpinen“ Alpen erstreckt, so wäre es hier im Osten mit der ja auf der böhmischen Masse auch vorhandenen triadischen Schichtlücke der Fall (daß dies für die östlichen Tauern teilweise zutrifft, ist mir auf Grund eigener Begehung sehr wahrscheinlich: in der Sonnblickgruppe fehlen auf weite Erstreckung unter der oberen Schieferhülle alle Gesteine, die sich mit penninischer Trias vergleichen ließen!). Für das Alter der höheren Glieder der Schieferhülle ist damit selbstverständlich gar nichts bewiesen — ihre schlagende Analogie mit penninischen Bündnerschiefern bleibt bestehen.

VI. Weitere Schicksale der alpinen Geosynklinale; alpine und germanische Trias.

Der Versuch, die Sonderentwicklung des ostalpinen Gebiets gegenüber dem germanischen Vorland, soweit die Triaszeit in Betracht kommt, zu charakterisieren, stößt auf eine große Schwierigkeit: das ist die Parallelisierung der beiderseitigen Schichtfolgen. Bekanntlich ist eine solche oftmals versucht worden, ohne daß es bisher geglückt wäre, mehr als einige wenige Horizonte mit Sicherheit aus dem einen Gebiet in das andere zu verfolgen: das Röt, den Unteren Muschelkalk, die rhätische Stufe. Alle übrigen Vergleiche auf paläontologischer Basis sind teils angefochten worden (z. B. der auf die Pflanzenreste gegründete zwischen Lunzer Sandstein und Schilfsandstein; vgl. 6), teils führen sie zu so unbefriedigenden Konsequenzen, daß aus diesem Grunde der Verdacht ihrer Unrichtigkeit auftaucht. Dies bezieht sich vor allem auf den Versuch, auf Grund des Vorkommens einer Reihe von Ammoniten der alpinen Trinodosuszone im schlesischen Wellenkalk die anisisch-ladinische Grenze etwa an die Grenze von Wellenkalk und Schaumkalk, also tief in den Unteren deutschen Muschelkalk herunterzudrücken (56; vgl. auch die weitere dort aufgeführte Literatur).

Man kann demnach wohl sagen, daß bei der Vergleichung beider Gebiete, wenigstens soweit das Intervall ladinisch bis norisch in Betracht kommt, die paläontologische Methode versagt hat; und es fehlt nicht an Stimmen (z. B. PHILIPPI, 6), die eine solche überhaupt für undurchführbar erklärten angesichts der Verschiedenheit einer kontinentalen und einer marinen Ablagerung. Das scheint mir nun zu weit gegangen: denn die germanische Trias ist eben nicht rein „kontinental“, wie ihre mehrfachen marinen Einschaltungen beweisen. Wir müssen nur die Vergleichung vermittels einer anderen

Methode versuchen; und als solche bietet sich die vergleichend lithologische dar.

Ein solcher Versuch ist nichts Neues: E. FRAAS (24), v. WÖHRMANN (94), BITTNER (7, 8) u. a. haben ihn schon vor 30 Jahren unternommen. Er ist später, unter dem Gesichtspunkt der prinzipiell unabhängigen Entwicklung von Alpen und Vorland, von „binnenmeerisch“ und „ozeanisch“, in Verruf gekommen (z. B. 56). Wenn ich ihn heute wiederhole, so sind dafür einige neuere Beobachtungen und Erkenntnisse maßgebend. Das Ergebnis freilich wird sich, wie gleich hier vorausgeschickt sei, was die Parallelisierung betrifft, im wesentlichen decken mit den Resultaten, zu denen die genannten Forscher schon vor 30 und mehr Jahren gekommen sind.

ARBENZ (2) hat in den Sedimenten der germanischen Trias zwei marine Sedimentationszyklen erkannt, welche beide mit einer Eindampfungsphase schließen (Anhydritgruppe und Gipskeuper). Der erste ist jedoch, wie auch ARBENZ schon andeutet, selbst in zwei Teilzyklen zu zerlegen. Von ihnen ist der erste im germanischen Gebiet sehr rudimentär entwickelt: im Röt; auch er endet mit einer Eindampfungsphase.

Im vorigen Abschnitt haben wir gesehen, daß dieser Zyklus des Röt im helvetischen und penninischen Gebiet keine Spuren hinterlassen hat. Der zweite, der des Unteren Muschelkalks, ist dort außer in den autochthonen Massiven fast überall entwickelt, aber rudimentär — fast nur durch die Eindampfungsphase vertreten; der dritte, der des Oberen Muschelkalks, greift als Rötidolomit bzw. penninische Marmore über das ganze genannte Gebiet. Bis fast an den Rand des ostalpinen Bereiches können wir beide verfolgen. Und da dort keine trennende „Barre“ existiert, ist es klar, daß die Schicksale beider Meeresbereiche nicht ganz unabhängig voneinander verlaufen sein können.

Es entspricht einer heute wohl allgemein durchgedrungenen Erkenntnis, daß die z. T. mehrere hundert m mächtigen „Riffkalke“ und Dolomite der alpinen Trias Flachseebildungen sind, die nur auf langsam und stetig sinkendem Grund zu einer solchen Mächtigkeit anwachsen konnten: in diesem Sinne ist das ostalpine Triasbecken eine typische Geosynklinale. Wir haben oben den Beginn dieser Senkung zur skythischen Zeit festgestellt; wir dürfen annehmen, daß sie von da ab stetig weitergegangen ist. Trotzdem sind eine Anzahl Regressionsphasen eingeschaltet, die bis zur Eindampfung, zur Abscheidung von Gips in Teilen dieses „offenen Weltmeeres“ geführt haben. Solches ist nur möglich als Ergebnis entweder von lokalen tektonischen Vorgängen — dann kann aber auch die Eindampfung nur in mehr oder minder begrenzten Räumen eingetreten sein; oder aber im Gefolge einer allgemeinen Senkung des Meeresspiegels, die stärker war als die gleichzeitige geosynklinale Senkung des Unter-

grundes. In diesem Falle mußten die Wirkungen einer negativen Verschiebung der Strandlinie nicht nur in der Geosynklinale selbst eintreten, sondern gegebenenfalls auch in weitabgelegenen, nur in entfernter Verbindung stehenden Meeresräumen — wie wir es oben am Beispiel des Zechsteinmeeres gesehen haben.

Nun sind genau wie im germanischen so auch im ostalpinen Meeresbereich im Verlaufe der Trias drei Eindampfungsphasen bekannt, durch Gips (oder wenigstens Rauhwacke), gelegentlich auch durch Salz gekennzeichnet. Nach dem Gesagten erscheint der Schluß berechtigt, daß sie sich entsprechen — genetisch und mithin auch zeitlich, wenn man diesen Begriff nicht allzu enge faßt; von einer Gleichzeitigkeit im strengen Sinne wird ja normalerweise nicht die Rede sein müssen.

Bis zur ersten Eindampfungsphase (Haselgebirge—Reichenhaller Rauhwacke = Röt) haben wir die Entwicklung der alpinen Geosynklinale betrachtet. — Es folgt die Transgression des Unteren Muschelkalkes, die Geosynklinale und Vorland gleichmäßig betroffen hat; das unterostalpine Gebiet wird man dabei der letzteren noch nicht zurechnen dürfen, wegen der recht geringen Mächtigkeit der gebildeten Sedimente. Daß im helvetisch-penninischen Gebiete diese Transgression keine große Rolle spielt, wurde bereits gezeigt. Zu der ausgeprägten Eindampfungsphase, welche diesen Zyklus im Vorlande abschließt, scheint es zunächst schwer, im Gebiet der Geosynklinale eine Parallele zu finden. Im unterostalpinen entspricht ihr vielleicht, wie bereits angedeutet, die „Untere Rauhwacke“ ganz oder zum Teil. Im oberostalpinen Gebiet dagegen wurde erst neuerdings von EUGSTER (21) eine „Mittlere Rauhwacke“ an der anisisch-ladinischen Grenze aufgefunden (im Ducangebiet), die ich hierher stellen möchte. Daß eine gleichzeitige Regressionsphase weitere Verbreitung hatte, zeigen die von TORNUQUIST (85) aus dem Vicentinischen erwähnten Konglomerate, die er wohl zu Unrecht mit lokalen Hebungen im Gefolge von Intrusionsvorgängen in der Nachbarschaft in Zusammenhang bringt. Im größten Teil der Geosynklinale aber war die lokale Senkung offenbar stark genug, um der negativen Bewegung des Meeresniveaus die Wage zu halten: zu Trockenlegungen oder Abschnürung einzelner Meeresteile ist es nicht gekommen.

Die ungemein mächtigen „Riff“kalke der ladinischen Stufe zeigen für diese Zeit die geosynklinale Senkung als maßgebenden Vorgang im südalpinen und oberostalpinen Bereich. Aber noch nicht darüber hinaus: bereits am Nordrand des letzteren macht sich im Allgäu eine starke Abnahme der Mächtigkeit geltend (58), im mittel- und unterostalpinen Gebiet Graubündens ist die letztere recht unbedeutend.

Daß die ladinische Stufe mit dem Zyklus des Oberen deutschen Muschelkalks zu parallelisieren ist, dürfte aus dem bereits Gesagten

hervorgehen. Nachdem wir den letzteren in seiner Verbreitung bis an die Grenze des ostalpinen Bereichs heranverfolgt haben, ist es anders nicht denkbar, als daß er dort gleichfalls in kalkiger, mariner Fazies fortsetzt — da ja jegliche trennende Schranke fehlt, die abweichendes Material hätte liefern können. Die Schwierigkeit, die in der bekannten faunistischen Verschiedenheit beider Gebiete besteht, wird wesentlich gemildert, wenn man die nahezu gänzliche Fossilfreiheit des penninisch-helvetischen Verbindungsstückes bedenkt. Außerdem ist auf die bekannten Funde TORNQUISTs im Vicentin (85) und auf Sardinien (87) hinzuweisen, die das Zusammenvorkommen von nodosen Ceratiten mit alpinen ladinischen Ammonitenformen zeigen.

Nicht zu vergessen ist bei Besprechung der ladinischen Stufe der vielfach sprunghafte Fazieswechsel. Am berühmtesten ist er seit RICHTHOFEN und MOJSISOVICS aus den Südalpen, wo er die verschiedensten Erklärungsversuche gezeitigt hat. Es ist nicht möglich, hier im einzelnen auf sie einzugehen; ich möchte nur betonen, daß er mir — ähnlich wie SALOMON (60, S. 408f.) — ganz wesentlich bedingt scheint durch die gleichzeitigen vulkanischen Vorgänge. Dieselben müssen mächtige Vulkanbauten bis über den Meeresspiegel empor aufgebaut haben (13). Deren Abschwemmungsprodukte liegen vor in gewaltigen Massen von Tuffkonglomeraten und -Sandsteinen, die mit den Wengen-Cassianer Mergeln durch Wechsellagerung und Übergänge verknüpft sind: das läßt es wahrscheinlich erscheinen, daß diese Mergel selbst nichts weiter vorstellen als das mehr oder minder mit marinem Sediment vermischte, feinste verschwemmte Trümmermaterial von den Vulkanen. Auch gelegentlich vorkommende Landpflanzenreste dürften von der auf jenen angesiedelten Flora herzu-leiten sein. Die Verbreitung dieses vulkanischen Detritus und nicht etwa ursprüngliche Riffböschungen (ebensowenig wie tektonische Abgrenzungen, wengleich solche in dem heutigen Bilde des Gebirges selbstverständlich eine bedeutende Rolle spielen) war bestimmend für die Ausdehnung der riffbildenden Algenrasen. Eine erste Hauptverbreitungsphase erreichten dieselben in frühladinischer Zeit (Marmolata, Spizzekalk); dann wurde ihr Wachstum teilweise unterbrochen durch darübergebreitetes vulkanisches Abschwemmungsmaterial. Erst gegen Ende der ladinischen Zeit, als die vulkanische Tätigkeit so gut wie erloschen, die Vulkaninseln abgetragen und durch den Fortgang der geosynklinalen Senkung unter das Meeresniveau erniedrigt waren, konnten sich die Algenrasen wieder einheitlich über große Teile des südalpinen Gebietes ausbreiten und eine fast zusammenhängende Kalkplatte im Hangenden der Cassianer Mergel aufbauen¹⁾.

¹⁾ Diese Auffassung der „Dolomitriffe“ gründet sich auf Begehungen von M. FURLANI-CORNELIUS und dem Verfasser im Grödener und Fassaner Gebiet. — Mit der Ansicht von TORNQUIST (85), wonach die „Riffe“ tatsächlich Aus-

Weniger Beachtung als in den Südalpen haben bisher die ganz analogen (wenn auch weniger verbreiteten) Erscheinungen von Fazieswechsel in den Nordalpen gefunden. Auch dort stehen sich Wettersteinkalk und Partnachschiefer teilweise schroff gegenüber: am schroffsten anscheinend bei Garmisch, wo der erstere im Wettersteingebirge über 1000 m mächtig, wenige Kilometer nördlich, in der sog. Wamberger Scholle, verschwunden ist. Die Versuche einer tektonischen Deutung sind wenig befriedigend; es dürfte sich vielmehr (vgl. 47) um eine fazielle Ersetzung durch Partnachschiefer handeln, die ja auch sonst vielfach bekannt ist, wenn auch meist in kleinerem Maßstab (bloß den unteren Teil des Wettersteinkalkes betreffend). Der Wettersteinkalk entspricht nun faziell sehr weitgehend namentlich dem Marmolatakalk¹⁾; die lithologische Ähnlichkeit der Partnachschiefer mit Wengener Mergeln ist ebenfalls augenfällig. Sollte sie auf einem genetischen Zusammenhang beruhen, d. h. die Sedimentation der Partnachschiefer bedingt sein durch feinstes, von Strömungen verschlepptes, südalpines Eruptionsmaterial? Nur genaue sedimentpetrographische Untersuchung wird vielleicht imstande sein, diese Frage zu beantworten. Daß sie aufgeworfen werden kann, mag jedenfalls eine Warnung davor sein, die Entstehung der Partnachschiefer in Zusammenhang zu bringen mit der Regression der anisich-ladinischen Grenze — womit ja auch die gelegentliche stratigraphische Ausdehnung der Partnachfazies bis zum Cassianer Horizont nicht im Einklang steht.

Den bemerkenswertesten Einschnitt innerhalb der marinen Sedimentation der ostalpinen Trias bringt die karnische Stufe. Hier erscheint plötzlich terrigenes Material in weitester Verbreitung. Woher kommt es? Innerhalb der Alpen besteht eine Herleitungsmöglichkeit nur in sehr beschränktem Maße; denn die Anzeichen einer „zentralalpinen Insel“ sind heute sehr zusammengeschmolzen, seitdem fest-

füllungen von Vertiefungen des Untergrundes wären, steht sie, rein geometrisch genommen, teilweise im Einklang; freilich darf man sich nicht vorstellen, daß die Vertiefungen als solche vor Beginn der Kalkablagerung existiert hätten, sondern sie wurden durch das gleichzeitige Wachstum von „Riff“ und Tuffsediment der Oberfläche des letzteren aufgeprägt. Damit ist über das gegenseitige Höhenverhältnis beider Bildungen zur Zeit ihrer Entstehung selbstverständlich gar nichts ausgesagt: es besteht vielmehr sehr wohl auch die Möglichkeit, daß die „Riffe“ tatsächlich zeitweise mit mehr oder minder steilen Böschungen über ihre Umgebung aufragten. Vielleicht gibt sogar einzig eine solche Annahme eine Erklärung dafür, daß der vulkanische Detritus nicht mehr oder minder gleichmäßig über die ganze Gegend ausgebreitet wurde und das Wachstum der „Riffe“ überhaupt abschnitt.

¹⁾ Mir scheint, daß die Unterschiede im lithologischen Charakter beider Gesteine wesentlich sekundärer Art sind, bedingt (neben der wechselnden Dolomitisierung) durch die ungleich stärkere Zerrüttung, welche der nordalpine Wettersteinkalk bei Gelegenheit seines tektonischen Transportes erlitten hat.

steht, daß auf der Ötztalermasse¹⁾ keine lückenhafte transgressive, sondern eine vollständig normal gegliederte Triasserie abgesetzt wurde (62, 70). Und die Schiefer, welche im Aflenzer Gebiet (67) wie bei Raibl im karnischen Niveau auftreten und durch die übereinstimmende Dreizahl ihrer Einlagerungen auf einheitlichen Ursprung zu deuten scheinen, weisen keineswegs auf unmittelbare Landnähe, da es sich nur um sehr feines terrigenes Material handelt. Im Gegenteil haben wir im Gebiet südlich der östlichen Nordalpen die Heimat jener ostalpinen Fazies zu suchen, die in vielen ihrer Glieder auf die relativ größte Meerestiefe weist: der Hallstätter Entwicklung (29, 66). Wir werden also im wesentlichen die Heimat des klastischen Raibler Materials außerhalb der Alpen suchen müssen, wie das insbesondere für die Lunzer Sandsteine schon vielfach ausgesprochen worden ist. Nur genügt es nicht, einfach die Nähe des „vindelizischen Landes“ verantwortlich zu machen — warum hätte sich diese in den anderen Triasgliedern nicht oder nur in ganz abgeschwächter Weise geäußert? Es muß vielmehr irgendein Ereignis eingetreten sein, das die Aufbereitung terrigenen Materials förderte. Man könnte da zunächst an gebirgsbildende Vorgänge auf dem „vindelizischen Land“ denken, wie sie LANG (45) annimmt; zur Stütze einer solchen Auffassung kann noch angeführt werden, daß weiter westlich, in Lothringen, tatsächlich eine posthume Neubelebung herzynischer Falten vor Ablagerung des Schilfsandsteins stattgefunden hat (89). Allein für den großen Einbruch terrigener Sedimente in das alpine Geosynklinalgebiet kann ein solches Ereignis gleichwohl nicht oder wenigstens nicht allein verantwortlich gemacht werden: denn jener hat auch Teile des südalpinen Gebietes betroffen. Es handelt sich also wohl eher um eine Belebung der Erosion infolge von Senkung des Meeresniveaus — einer Senkung, die intensiv genug war, um im äußersten Süden bis zum Ausfall der ganzen Stufe zu führen (85).

¹⁾ Die Vorkommen der Tauern dürfen wegen ihrer abweichenden tektonischen Stellung nicht herangezogen werden; die Triasinseln in Kärnten aber zeigen ebenfalls ganz normale, ostalpine Fazies, ohne Anzeichen besonderer Landnähe.

Wir stehen nun vor der viel umstrittenen Frage nach den germanischen Äquivalenten der Raibler Schichten. Wenn es wirklich eine allgemeine Senkung des Meeresspiegels war, die den Umschwung von rein mariner zu terrigen beeinflusster Sedimentation in der Geosynklinale herbeiführte, so ist es nicht anders denkbar, als daß sie auch außerhalb einen ähnlichen Umschwung zur Folge hatte — zumal ja hier keine lokale Senkung des Untergrundes ihren Einfluß ausgleichen konnte. Es liegt also am nächsten, den ersten Eintritt terrigen beeinflusster Sedimentation in beiden Gebieten zeitlich ungefähr gleich zu setzen — mit anderen Worten die Raibler Schichten (wenigstens ihren unteren Teil) mit der germanischen Lettenkohle zu parallelisieren, wie das schon STUR (82) und später vor allem BITTNER (7, 8) auch getan haben. Wenn auch die paläontologischen Stützen dieser Auffassung nicht haltbar gewesen sind — ein „Beweis“ gegen dieselbe ist, soviel ich sehen kann, auf paläontologischem Wege auch nicht erbracht worden. Und da sie den geologischen Tatsachen am besten gerecht wird, so besteht kein Grund, sie zugunsten einer anderen Parallelisierung zu verlassen.

Offenbar hat sich der Rückzug des Meeres unter mehrfachen Schwankungen vollzogen. Einer solchen entspricht z. B. der Grenz-dolomit in Südwestdeutschland (alpines Äquivalent vielleicht Opponitzer Kalk und ähnliche höher karnische Kalkbildungen?). Schließlich aber kam es wiederum zu vollkommener Abschnürung und Eintrocknung; ihre Spuren liegen vor im deutschen Gipskeuper, im alpinen Gebiet in den Gipsen und Rauhwacken, welche vielfach, besonders am Außenrand und in den westlichen Ostalpen (Vorarlberg, Graubünden — ebenso aber auch Lombardei!) die Obergrenze der karnischen Stufe bezeichnen.

Aber es waren immerhin nur einzelne Teile der Geosynklinale, die diesem Schicksale verfielen — in anderen Gebieten (z. B. vielfach in den Salzburger Alpen, Hochschwabgebiet u. a.) hat die rein kalkige Sedimentation angedauert, kaum oder gar nicht unterbrochen — auch nicht durch terrigene Einschwemmungen —, so daß es bekanntlich kaum möglich ist, einen ladinischen und norischen Anteil in diesen

Kalk- und Dolomitmassen zu trennen, geschweige denn eine karnische Schichtgruppe dazwischen auszuscheiden. Von selbst erhebt sich die Frage nach den Barren, die jene verdampfenden Becken abgegrenzt haben gegen das marin verbleibende Gebiet. Ihre Beantwortung ist von einer genauen vergleichend-stratigraphischen Untersuchung zu erhoffen, für welche überhaupt die karnische Stufe einen besonders dankbaren Gegenstand darstellen dürfte.

Mit der norischen Stufe beginnt die ausgesprochenste Sonderentwicklung der Geosynklinale dem Vorland gegenüber. Letzteres scheint in seiner Lage gegenüber dem Meeresspiegel stabil geblieben zu sein, nach der Aufwölbung seines SO-Teiles zur Zeit des Stubensandsteins (vgl. 45)¹⁾. Es fand Sedimentation nur so lange statt, bis die damals entstandenen Höhenunterschiede im wesentlichen ausgeglichen waren: die rhätische Transgression fand ein auf weite Strecken vollkommen eingeebnetes Land vor. So ist es durchaus annehmbar, daß der oberen Hälfte der alpinen norischen Stufe auf dem Keuperfestland überhaupt keine Sedimentation mehr entspricht. Damit im Einklang steht, daß über Stubensandstein-Äquivalenten am Morvan ein rosa dolomitischer Kalk auftritt, der durch seine Fossilführung als Vertreter des Hauptdolomits gekennzeichnet ist (18); auch in Sardinien (87) und Spanien finden sich dolomitische Lagen noch über den Keupersedimenten (19).

Im alpinen Gebiet aber kam, bei der im wesentlichen stabilen Lage des Meeresniveaus, das Einsinken des Untergrundes der Geosynklinale wieder zu uneingeschränkter Geltung. Dieselbe erfuhr nun eine Erweiterung durch Einbeziehung des mittel- und unterostalpinen Gebietes in die Senkung, ohne daß diese hier jedoch gleiche Beträge erreichte wie in den zentralen Teilen. Im unterostalpinen sind auch deutliche Anzeichen von Strandnähe erhalten in Gestalt von roten Tonschieferzwischenlagen — Einschwemmungen vom Keuperfestland (vgl. S. 371). Auch am Nordrand der oberostalpinen Decken findet sich ähnliches; z. B. in den Schlierseer Bergen (14), oder im Höllensteinzug (69); für diese Vorkommnisse hat KOBER schon die auch hier vertretene Auffassung geäußert (41). Notwendige Voraussetzung dafür dürfte jedoch sein, daß das unterostalpine Gebiet sich gegen Osten primär bedeutend verschmälert (vgl. S. 425). Stellenweise scheint aber feinstes Tonschlamm wohl ebendorther auch weit hinaus in das oberostalpine Gebiet geraten zu sein: nicht nur längs des Nordrandes

¹⁾ Die Berechnung, die LANG a. a. O. über die Höhe des damals aufgewölbten „vindelizischen Gebirges“ gegeben hat, krankt an der Nichtberücksichtigung der schon während der Aufwölbung erfolgten Erosion; tatsächlich ist wohl nicht anzunehmen, daß dies „Gebirge“ in der Landschaft anders als in Gestalt eines flachen Rückens in die Erscheinung getreten ist. Bemerkenswert ist LANGs Ergebnis, daß dasselbe zum großen Teil unter den heutigen Alpen gelegen haben muß.

kommen grünliche Mergellagen im Hauptdolomit vor, wo sie RICHTER neuerdings im Allgäu gefunden hat (58); mir selbst sind solche z. B. in den Südalpen (Sellagruppe) aufgefallen, und längst bekannt sind die norischen Zlambachmergel des Salzkammergutes. Es geht also nicht an, diese Erscheinungen durch die Nachbarschaft einer „oberostalpinen Geantiklinale“ zu erklären (59); zumal ja auch anderweitig (z. B. in der helvetischen Kreide) deutlich genug zu ersehen ist, daß feinstes Tonmaterial auf „Landnähe“ durchaus keinen Schluß erlaubt.

Das Rhät wird oft als hervorragendes Beispiel für das „HAUGsche Gesetz“ angeführt: seiner deutlichen Transgression auf dem Vorland soll eine Regression im Gebiet der Geosynklinale entsprechen. Diese Ansicht kann nur begründet sein auf die Fälle, wo Lias direkt auf norischen Schichten transgrediert: Dieselben sagen aber gar nichts aus über die Verhältnisse zur rhätischen Zeit. Es sind im Gegenteil Fälle genug bekannt, wo deren Sedimente eine direkte Fortsetzung der norischen darstellen (rhätischer Dachsteinkalk in den Salzburger Alpen, 29; norisch-rhätisches Grenzniveau in Graubünden, 71) — wo mithin von einer rhätischen Regression nichts zu erkennen ist. Und ob man die weitverbreitete Kössener Fazies als Anzeichen einer solchen betrachten darf, wegen ihres Gehalts an terrigenem Material, erscheint mir sehr zweifelhaft. Die Frage ist, ob das sehr flache Meer, das die Korallenkalke und Dolomite der norischen Stufe abgelagerte, eine nennenswerte Senkung seiner Spiegelhöhe überhaupt vertrug, ohne trockengelegt zu werden. Davon aber sehen wir im allgemeinen nichts. Es muß jedenfalls vorerst unentschieden bleiben, ob die rhätischen Sedimente der Alpen gegenüber den norischen ein Seichter- oder Tieferwerden des Meeres anzeigen.

Sicher sagen läßt sich nur: einmal, daß auch während des Rhät im ganzen die geosynklinale Senkung andauerte — das beweist die vielfach sehr ansehnliche, nach vielen Hunderten von Metern messende Mächtigkeit der Stufe, im Vergleich zu der minimalen im außeralpinen Gebiet (mit Einschluß des helvetischen!). Und zweitens, daß an der Grenze gegen den Lias zumeist eine Unterbrechung der Sedimentation eintrat. Wir finden ihre Spuren z. B. im Salzkammergut in dem Eingreifen der Hierlatzkalke in eine karrige Oberfläche rhätischen Dachsteinkalkes, ähnlich im Allgäu u. a. Ich wage nicht zu entscheiden, ob hier eine Schichtlücke vorliegt analog jener, die auf dem Vorland Rhät und Lias trennt — d. h. wiederum der Ausdruck einer allgemeinen Senkung des Meeresspiegels —, oder ob diese Unterbrechungen der Sedimentation in den Alpen ihrem lokalen Charakter gemäß auch ausschließlich mit lokalen Bewegungen zu erklären sind. Denn wir stehen nun an der Schwelle der Zeit, da sich die Vorgänge in der Geosynklinale räumlich schärfer zu differenzieren beginnen.

Zur besseren Übersicht sei hier nochmals eine schematische Vergleichung der alpinen und germanischen Trias in Form einer Tabelle zusammengestellt.

Zusammenfassend kann über die Vorgänge zur Triaszeit bemerkt werden, daß sie sich gut erklären lassen durch das Zusammenwirken von lokaler, geosynklinaler Senkung in der alpinen Region mit regionalen Meeresspiegelschwankungen, die diese und das Vorland gemeinsam betroffen haben. Es ist nicht nötig eine so weitgehende Gegensätzlichkeit im Verhalten beider anzunehmen, wie das HAUG und für die Trias auch STILLE (80) wollten. Die von dem letzteren Autor für sie aufgestellte Ausnahme von der allgemeinen Regel, nach der die Schwankungen in Geosynklinale und Umland im wesentlichen parallel erfolgen, fällt damit weg; die scheinbaren Ausnahmen dürften sich in der Weise erklären, daß in Zeiten, wo das Meeresniveau stabil bleibt, im Bereich der Geosynklinale eben die Einsenkung allein zur Geltung kommt.

VII. Der Beginn der alpinen Orogenese.

Vom Lias ab steht das Alpenvorland im Zeichen beständig sich steigernder Transgressionen. Zyklusweise Gliederung der Sedimente (die ja den mitteleuropäischen Jura zur Musterformation in bezug auf Detailstratigraphie macht), deutet wohl auf ein periodisches An- und Abschwellen der Wasserbedeckung; im ganzen aber greifen die späteren Zyklen über die früheren hinaus, was in der bekannten Tatsache seinen Ausdruck findet, daß der Dogger ein bedeutend größeres Verbreitungsgebiet hat als der Lias. Im tieferen und mittleren Malm endlich ist der Höhepunkt der Transgression erreicht: nirgends im Umkreis der Alpen ist eine nennenswerte Landmasse geblieben, selbst die so hartnäckige böhmische Insel wird mindestens bis auf geringe Reste überflutet.

Man muß sich diese Verhältnisse gegenwärtig halten, um die gleichzeitigen Vorgänge in den Alpen zu verstehen. Die Geosynklinale sank fortgesetzt weiter; und da gleichzeitig der Meeresspiegel anstieg, so konnte die Sedimentation — obwohl sie namentlich im Lias noch bedeutende Beträge erreichte — nicht mehr mit dem Einsinken Schritt halten. Denn der Tiefenbereich, innerhalb dessen die riffbildenden Kalkalgen und Korallen gedeihen konnten, war überschritten — die Zufuhr terrigenen Materials aus dem Vorland nahm aber immer mehr ab, je mehr dieses der Transgression erlag. Nur die rein pelagische, auf Niedersinken von Plankton und chemischer Ausfällung beruhende Sedimentation blieb schließlich übrig (wegen Ausnahmen siehe unten!); sie erfolgte viel zu langsam um das Absinken ausgleichen zu können: Die Folge mußte sein, daß das Meer

Germanisch	Helvetisch	Penninisch (normal)	Unterostalpin (Errgruppe)	Oberostalpin (Ducan)	Oberostalpin in Nordtirol usw.
Rhät	Rhät (lokal)	Rhät (lokal)	Rhät	Rhät	Rhät
Vielleicht Lücke?					
Gipskeuper	Quartenschiefer		Bardelladolomit	Hauptdolomit	Hauptdolomit und Dachsteinkalk
Lettenkohle			Rauhwanke und roter Sandstein	Gips und Rauhwanke	Gips und Rauhwanke
			Raibler Schichten	Raibler Schichten	Raibler Schichten Lunzer Sandstein
Trigonodus- Dolomit Oberer Muschelkalk	Rötidolomit	Dolomit und Marmor	Ladinischer Dolomit	Arlbergdolomit usw.	Wettersteinkalk, Ramsaudolomit usw. Partnachschiechten
Anhydritgruppe	Rauhwanke			Mittlere Rauhwanke	
Unterer Muschelkalk	fehlt		Muschelkalk	Brachiopoden- kalke usw.	Virgloria-, Gutensteinerkalke usw.
Röt	fehlt			Untere Rauhwanke	Reichenhaller Rauh- wanke, Haselgebirge
Mittlerer und Unterer Buntsandstein	Melser Sandstein bezw. Quarzit	Quarzit	Buntsandstein	Buntsandstein	Werfener Schichten

fortgesetzt tiefer wurde¹⁾. Das Maximum der Eintiefung wurde anscheinend zur Zeit des Unteren oder Mittleren Malm erreicht: damals wurden auf große Strecken im ostalpinen und südpenninischen Gebiet nur mehr Radiolarienhornsteine gebildet, deren Analogie mit dem heutigen Radiolarienschlamm der großen Tiefen von STEINMANN (76) betont wurde und trotz mancherlei dagegen erhobenen Einwänden wohl als einigermaßen gesichert gelten kann (vgl. 36).

Nichts ist bezeichnender für die Ungültigkeit des „HAUGSchen Gesetzes“ als die zeitliche Übereinstimmung des Maximums der Transgression im Vorland mit dem Maximum der geosynklinalen Eintiefung in den Alpen, soweit man beide Ereignisse überhaupt zeitlich festlegen kann. Zur Zeit, da im Vorland Rückgang der Meeresbedeckung und schließlich Trockenlegung eintrat (Purbeck, Tithon), finden wir auch in den Alpen wieder kalkige Sedimente, die mindestens auf Abnahme der Tiefe (Aptychenkalk), zum Teil sogar auf seichtes Meer (Plassenkalk u. a.) hindeuten.

Indessen scheint es doch, daß man mit der angedeuteten Erklärungsweise für die oberjurassische Tiefsee im Alpengebiet vielleicht nicht allein auskommt — daß man vielmehr auch eine Beschleunigung der geosynklinalen Einsenkung selbst zur Hilfe heranziehen muß. Darauf scheinen die nicht allzu seltenen Fälle hinzudeuten, daß ein tiefmeerisches Sediment, Klauskalk (27, 65) oder sogar Radiolarit (9, 9a), mit Transgressionsbrekzie über ein erodiertes Relief transgrediert. SPENGLER hat zu der Erklärung eines solchen Falles aus dem Dachsteingebiet sehr rasche Versenkung angenommen — so rasche, daß ein nennenswerter Sedimentabsatz während der Dauer dieser beschleunigten Abwärtsbewegung überhaupt nicht stattfinden und die tiefmeerischen Klauskalke unmittelbar auf der erodierten Landoberfläche am Dachsteinkalk abgelagert werden konnten. Indessen ist doch in allen diesen Fällen auch die von ARN. HEIM (33) angedeutete Möglichkeit in Betracht zu ziehen, daß es sich um submarin entstandene Schichtlücken handelt.

Im Lias erfuhr die Geosynklinale eine beträchtliche Erweiterung: die Senkung ergriff das ganze penninische Gebiet, das bisher die Schicksale des germanischen Vorlandes geteilt hatte, bis zum Süd-

¹⁾ Das auffällige Fehlen des Doggers in großen Teilen der Ostalpen darf uns nicht zur Annahme einer Trockenlegung verleiten, die nur lokal, in Gebieten mit transgredierenden Klauskalcken (z. B. Dachsteingebiet) nachgewiesen ist. Die Fleckenmergel dürften vielmehr noch allgemeiner als man dies bisher weiß, große Teile des Doggers mitumfassen: z. B. hat im nördlichen Allgäu REISEN (57) eine ganze Reihe von Doggerzonen darin nachgewiesen. Und andererseits ist nach ARN. HEIM (33) mit der Möglichkeit zu rechnen, daß derartige Schichtlücken durch ursprünglichen Nichtabsatz oder durch nachträgliche submarine Denudation auch ohne Erhebung über den Meeresspiegel, ja selbst in beträchtlicher Tiefe zustande kommen können.

abfall des Gotthardmassives. Dort kamen die Bündnerschiefer zum Absatz, deren Fazies zwar keinerlei Rückschluß auf die Meerestiefe zuläßt, deren große Mächtigkeit aber unter allen Umständen auf Einsinken des Untergrundes hinweist. Von den weiteren Schicksalen des penninischen Gebiets soll später noch die Rede sein (S. 425 f.).

Zuvor ist jedoch ein Faktor zu erwähnen, der in der Jurazeit zu den genannten: Ansteigen des Meeresniveaus und Einsinken der Geosynklinale hinzutritt und streckenweise beide in ihrer Wirkung kompensiert: der Beginn der orogenetischen Bewegungen. HAHN (28) und KOBER (41) waren wohl die ersten, die denselben in jurassische Zeit zurückversetzten — hauptsächlich auf Grund der Brekzienbildungen, die KOBER sogar auf tektonische Aufbereitung an submarin austreichenden Schubflächen zurückführen wollte. In den Westalpen erkannte sodann ARGAND (4) die Gebundenheit der liasischen Brekzienfazies an die Nachbarschaft der Stirnregionen der Dent-blanche- und Bernhardecke und schloß daraus, daß beide damals bereits als Antiklinalen angelegt waren, aus deren Weiterbildung und Übertreibung in tertiärer Zeit die Decken hervorgingen: er bezeichnete jene Antiklinalen demgemäß treffend als Embryonalstadien der Decken. Bei seinem Versuche, auf Grund „neritischer“ Faziesentwicklung in den Stirn-, „bathyaler“ in den Rückengebieten der Decken diese Embryonalstadien auch rückwärts über den Lias hinaus zu verlängern und unmittelbar an die herzynische Gebirgsbildung anzuschließen, vermag ich ARGAND jedoch nicht zu folgen (vgl. 11). STAUB hat sodann (73) den Versuch gemacht, diese ARGANDSchen Gedanken zu verallgemeinern und auf die unterostalpinen Decken auszudehnen — ein Versuch, der (abgesehen von der Willkür, die häufig in den Bezeichnungen „neritisch“ und „bathyal“ liegt), vor allem an den mehrfachen Unsicherheiten krankt, die bezüglich der Verknüpfung der Deckenteile im Rhätikon und am Alpenrand mit jenen des südöstlichen Graubündens noch immer bestehen. TRÜMPY (88) fand im Falknisgebiet eine Schichtserie, die vom Lias bis in die oberste Kreide immer wieder in allen Schichten, durch mehr oder minder grobklastische Einlagerungen ausgezeichnet ist, und schloß daraus auf eine Antiklinale, die durch immer erneutes Aufsteigen stets wieder der Erosion Gelegenheit zu kräftiger Tätigkeit gab (ARBENZ 2). Im Osten der Alpen hat SPENGLER (66) die Transgression des Lias, Dogger und Malm im Dachsteingebiet, sowie die Faziesverteilung im Salzkammergut durch tektonische Bewegungen erklärt. Neuerdings hat RICHTER (58, 59) aus verminderten Mächtigkeiten und terrigenen Einschaltungen in der Sedimentreihe längs dem nördlichen Alpenrande den Bestand einer „oberostalpinen Geantiklinale“ seit triadischer Zeit folgert. In all diesen Fällen konnten die tektonischen Bewegungen nur aus den Spuren erschlossen werden, die sie in der Sedimentation hinterlassen haben. Demgegenüber ist

es von besonderer Bedeutung, daß WINKLER (91, 92) im äußersten Südosten der Alpen, im Krngebiet (Julische Alpen) tatsächlich ein Zeugnis tektonischer Art feststellen konnte, das direkt auf eine wohl mitteljurassische tektonische Phase hinweist: Oberjurassische Schichten, als grober Blockschutt entwickelt, sind mit beträchtlicher Diskordanz einem alten Relief eingelagert.

Diese vorstehenden Zeugnisse für jurassische Gebirgsbildung in den Alpen ließen sich leicht noch vermehren; doch genügen sie vorläufig, um diesen Vorgang als tatsächlich zu erweisen. Bevor ich noch kurz auf einige Einzelzüge eingehe, sei ein flüchtiger Blick auf die angeblichen gleichartigen Erscheinungen der Triaszeit geworfen.

Bezüglich des penninischen Gebiets kann ich mich in dieser Hinsicht begnügen mit dem Hinweis auf das früher (11, sowie oben S. 369) Gesagte: es ist nicht anzunehmen, daß dort in triadischer Zeit tektonische Bewegungen stattgefunden haben, abgesehen von der Einsenkung der Geosynklinalrinnen der Splügener Kalkberge und des Briançonnais. Und auch das unterostalpine Gebiet entspricht dem STAUBSchen Schema sicher nicht in dem Sinne, daß in stirnnahen Gebieten geringere Mächtigkeiten und mehr „neritische“ Entwicklungen als in den rückenwärtigen Deckenteilen vorlägen; in der Erdecke ist der Buntsandstein hier wie dort terrestrisches Sediment, wie im Vorland, die anisische und ladinische Stufe sind im Norden ausgesprochen marin (von den Strandbildungen des Unteren Muschelkalks abgesehen; vgl. S. 370) und mächtiger entwickelt als im Süden, wo stattdessen die mächtige Untere Rauhwacke auftritt; und auch die karnische Stufe zeigt im Norden marine Schichtglieder, die ihr im Süden abgehen — also gerade das Gegenteil von dem, was unter dem Gesichtspunkt einer antiklinalen Heraushebung des stirnnahen Teiles zu erwarten wäre. Einzig das Auftreten der mächtig entwickelten Raibler Brekzie dortselbst ließe sich in diesem Sinne deuten; ihr stehen im Süden nur geringfügige Dolomitbrekzien gegenüber. Ob das Auftreten dieser Brekzie mit orogenetischen Vorgängen in Zusammenhang steht, wird die Zukunft lehren müssen; wenn dies der Fall, so sind dieselben wohl auf den nördlichen Teil der Erdecke, d. h. den Rand des gesamten unterostalpinen Bereiches beschränkt. Weder in der Bernina- noch in der Campodecke findet sich ähnliches; die Raibler Brekzien der Engadiner Dolomiten sind ziemlich gleichmäßig über deren ganzes Gebiet verbreitet (91).

Auch die Existenz einer oberostalpinen Geantiklinale kann ich für die Triaszeit nicht anerkennen: Eine solche hätte sich in der Sedimentation vor allem zur Zeit der großen Regression in der karnischen Stufe bemerklich machen müssen — was nicht der Fall ist. Das Abschwellen der Wettersteinkalke erklärt sich einfach mit dem Übergang zum Unterostalpinen, wo ja zu ladinischer Zeit noch keine Geosynklinale existierte; auch die bunten Schieferzwischenlagen im

Hauptdolomit sind als Ausläufer der gleichen Erscheinung des unterostalpinen Bereichs (vgl. oben, S. 371) und wie dort als Einschwemmung vom germanischen Keuperfestland¹⁾ zu erklären (notwendige Voraussetzung dürfte dabei sein, daß man dem unterostalpinen Gebiet von Graubünden gegen Osten stark abnehmende Breite zuschreibt — was mit der verhältnismäßigen Geringfügigkeit seiner Reste am Tauernwestende gut im Einklang steht). Die Reduktion des Hauptdolomits und das Aussetzen des Rhäts kann man aber vielleicht auf Rechnung der Transgression der Hierlatzschichten am Alpenrande setzen. Ihr, d. h. dem Unterlias, muß die Aufwölbung der „oberostalpinen Geantiklinale“ vorangegangen sein. Im Salzkammergut hat SPENGLER (66) ekzematische Bewegungen zu triadischer Zeit angenommen, solche im engeren Sinn tektonischer Natur aber in Abrede gestellt. Wie mir scheint, wird man seine Auffassung ziemlich auf die ganzen Alpen verallgemeinern dürfen, daß die Trias, von dem langsamen Einsinken der Geosynklinale abgesehen, eine Zeit vollkommener Bodenruhe war.

Um die Wende von Trias und Lias wird das anders. Nicht nur die „oberostalpine Geantiklinale“ tritt in Tätigkeit; auch im unterostalpinen Gebiet zeigen sich die Anzeichen orogener Bewegungen in der Sedimentation, in Gestalt unterliasischer Brekzienbildung, und zwar bemerkenswerterweise in der Gegend der sichtbaren Deckennordenden nicht nur in besonders grober Entwicklung, sondern auch in transgressiver Auflagerung auf ältere Gesteine: in der Errdecke (verkehrte Serie in Val d'Err und Mulix, 12) auf tieferen Triasgliedern und sogar Kristallin, in der Berninadecke (Piz Padella, 10) an Hauptdolomit angelagert. Das scheint für die Existenz von „Deckenembryonen“ im ARGAND-STAUBSchen Sinne zu sprechen; zumal Brekzien in höheren liasischen und jüngeren Schichten des südlichen Teils der Errdecke ihr Material z. T. nachweislich der Berninadecke, also einer Fortbildung dieses „Embryos“ entnommen haben. Für alle jurassischen Aufwölbungen im ostalpinen Gebiet gilt dies aber nicht: jene im Dachsteingebiet, die SPENGLER (65) aus den Transgressionen von Oberlias und oberem Dogger erschloß, hat sich späterhin nicht zu einer Decke weiter entwickelt. Dagegen scheint es für die „Juvavische Decke“ zu stimmen, deren seit dem Rhät uferzugewandte Lage HAHN hervorgehoben hat (29); wir kennen ja von ihr nur verhältnismäßig stirnnahe Sedimente.

Und ebenso kommen im penninischen Gebiet mit dem Lias die „Embryonen“ der Dent blanche- und Bernharddecke zum Vorschein. Dabei handelte es sich jedoch wohl nur um einfache, antiklinale Aufwölbungen; wenigstens sehe ich keine Tatsache, die auf eine wesentliche Horizontalkomponente der Bewegung hinweisen würde. Wenn ARGAND (4) aus der Verteilung der Brekzien (vorwiegend auf

¹⁾ Als solche hat sie schon KOBER (41) aufgefaßt.

der Nordseite) auf eine schon damals unsymmetrische Anlage dieser Antiklinalen schließen zu können glaubt, so ist dazu zu bemerken, daß eine ungleichmäßige Verteilung dieser Art nicht notwendig durch die primären Absatzverhältnisse bedingt sein muß, vielmehr sehr wesentlich durch die jungen tektonischen Bewegungen geschaffen sein kann: daß diese ganz allgemein höhere Schichten gegenüber tieferen stärker nach Norden verschleppt haben, dürfte speziell im penninischen Gebiet die Regel sein. Diskordanzen als Anzeichen stärkerer tektonischer Bewegung müßten ja nicht notwendig zu erkennen sein; sie könnten ja geradesogut nachträglich wieder verschliffen worden sein wie das hier für die herzynische Diskordanz im penninischen Gebiet angenommen wird. Aber irgend ein positiver Beweis für liasische Bewegungen, die über das Maß von ziemlich sanften, großzügigen antiklinalen Aufwölbungen hinausgegangen wären, liegt nicht vor, soviel ich sehen kann¹⁾.

Die weiteren Schicksale des penninischen Gebietes sind ziemlich dunkel. In der Schweiz sind jüngere Schichten als Lias nur aus seinem südlichsten Abschnitt, der Margnadecke, mit Sicherheit bekannt: Radiolarite des Malm weisen dort auf Bedingungen hin, wie sie auch in der ostalpinen Nachbarschaft herrschten. In den südwestlichen Alpen aber treffen wir die gleichen Gesteine in der St. Bernhardecke, auf der Innenseite des „axialen Karbonfächers“; freilich sind sie bisher nur von ganz wenigen Punkten bekannt, z. B. in der Gegend von Cesana. Dort sind sie nach FRANCHIS Profilen

¹⁾ Das ist auch die Ansicht von ALB. HEIM (32, S. 43), wenn er diese mesozoischen Bewegungen als „mehr nur symptomatischer Natur“ bezeichnet; ebenso von STILLE (78), wenn er sie als „epirogenetisch“ klassifiziert. — Was den auf den ersten Blick bestechenden Vergleich der penninischen „Decken-embryonen“ mit den Inselkränzen der südöstlichen Molukken betrifft, so hat ebenfalls STILLE a. a. O. auf einige Schwächen desselben hingewiesen: Das Gebirge dieser Inseln blickt heute auf eine unvergleichlich stärkere, vollendete Faltung zurück (Überschiebungen auf Timor!), als die penninische zur Liaszeit; und andererseits läßt sich nicht nachweisen, daß die Bögen noch heute im Vordringen gegen das Vorland von Australien-Neuguinea sind — die nachweisbaren jungen Bewegungen sind nur in vertikaler Richtung erfolgt. (Beiläufig bemerkt, läßt sich übrigens das bogenförmige Eindringen in die Bucht des Vorlandes auch noch anders deuten als durch Anschmiegen an eine vorgegebene Kontur; es wäre z. B. auch denkbar daß es sich um eine Schleppung im Gefolge einer Westbewegung von Neuguinea relativ zu Australien handelte — ähnlich wie AMPFEBER und z. T. auch KOSMAT die Verbiegungen des alpinen Systems durch Verschiebungen der umschließenden Schollen erklären wollen.) — Schließlich hinkt jener Vergleich auch etwas in bezug auf die Größenverhältnisse: die beiden Inselkränze Timor—Tenimber—Ceram und Flores—Wetter—Banda-Inseln—Api sind im Gebiet der stärksten Krümmung etwa 200 km voneinander entfernt, was mindestens das 2—4fache der ursprünglichen Entfernung zwischen den Scheiteln von Bernhard- und Dent blanche-Decke im Wallis ausmacht; dabei haben die Schichten jener Inselkränze bereits eine wohl nicht ganz unbeträchtliche Raumverkürzung hinter sich.

(25) ganz regelmäßig, als jüngstes Schichtglied, in die Synklinalen der liasischen Glanzschiefer mit einbezogen.

Kürzlich wurde von JENNY die Hypothese aufgestellt (37), daß die Aufeinanderstapelung der penninischen Decken zum großen Teil bereits zur Doggerzeit erfolgt wäre — daß damals bereits die Dent blanche-Margnadecke den ganzen nördlicheren Teil der Penninischen Zone bedeckt hätte, so daß dort jüngere Schichten als Lias nicht mehr zum Absatz kommen konnten. Damit wäre die an sich sehr unbefriedigende Annahme einer „série compréhensive“ in den Bündnerschiefern überflüssig; und ein weiterer Vorteil wäre gewonnen, indem der Ablagerungsbereich der Falknisserie mit ihren vielen helvetischen Anklängen in Malm und Kreide (88) in unmittelbarem Anschluß an das helvetische Absatzgebiet gedacht werden könnte, während bei Annahme einer erst späteren penninischen Faltung sich das ganze penninische Gebiet zwischen jene beiden hineinschiebt. Allein ganz abgesehen davon daß die Angaben über einen Übergang des calcaire de Guillestre (Oxford) und der marbres en plaquettes (Oberkreide) in Schistes lustrés-Fazies (40) — das stärkste Argument zu gunsten der „Série compréhensive“ — bis jetzt unwiderlegt geblieben sind, gibt es nicht eine einzige Tatsache, die auf die Existenz eines penninischen Deckengebirges einen zwingenden Rückschluß erlaubte — weder in den Lagerungsverhältnissen, noch in der Sedimentation. Und die oben erwähnten Radiolarite von Cesana usw. machen sie sehr unwahrscheinlich — zum mindesten könnte das mächtige Deckengebirge gegen SW nicht viel über die Schweizer Grenze hinausgereicht haben —, ebenso wie der ruhige Fortgang der Sedimentation im Oberjura der Margnadecke — ohne jedes Anzeichen einer Transgression! — sehr schlecht dazu stimmt, daß dieselbe bereits in eine intensive Gebirgsbildung einbezogen gewesen wäre. JENNYs Hypothese ist also vorläufig als durchaus unwahrscheinlich zu bezeichnen.

Soviel allerdings wird man JENNY zugeben müssen, daß auch für die bisher gebräuchliche Versetzung aller penninischen Hauptphasen ins Tertiär kein zwingender Grund vorliegt; ich habe dies auch bereits früher (11) angedeutet. Es bestehen gewisse Anhaltspunkte für die Annahme, daß der penninische Bau bereits ziemlich früh im Tertiär in der Hauptsache vollendet gewesen ist; davon soll bei anderer Gelegenheit die Rede sein. Und es verdient jedenfalls die Frage genau untersucht zu werden, ob er nicht auch wie die Ostalpen zum Teil schon in kretazischer Zeit angelegt ist; ihre Bejahung würde z. B. die Lösung der Wildflyschfrage wesentlich erleichtern.

Vom Lias an läßt sich auch in der helvetischen Zone Einbeziehung in die geosynklinale Senkung nachweisen, zunächst in den höheren Decken, auf welche sie auch in der Kreide in der Hauptsache beschränkt bleibt. Die gleichmäßig „bathyale“ Fazies im Malm ist wohl auf den Einfluß des damals abnorm hoch gelegenen Meeres-

niveaus zurückzuführen (vgl. oben S. 420f.). Im übrigen braucht hier auf die Entstehung und späteren Schicksale der helvetischen Vertiefung nicht eingegangen zu werden; ich kann diesbezüglich auf die Ausführungen von ARBENZ (2) verweisen.

Ergebnisse und Ausblick.

Die Vorgeschichte der Alpen, soweit sie hier betrachtet wurde, läßt sich kurz folgendermaßen zusammenfassen. Eine älteste, vorpaläozoische Orogenese ist bis jetzt nur im Osten sichergestellt. Fragliche kaledonische Spuren sind nur im Grazer Becken vorhanden. Dagegen hat die herzynische Faltung in oberkarbonischer Zeit ziemlich das gesamte Gebiet der heutigen Alpen erfaßt (vielleicht abgesehen von Teilen der Südalpen). Die Richtung der Faltenzüge (und vermutlich auch der vorausgegangenen Geosynklinale) war dabei, wenigstens in den nordöstlichen Alpen, zum Teil eine nordsüdliche bis nordwestliche — quer auf das Streichen der heutigen Alpen. — In permischer Zeit erlag das Gebirge, trotz etwelcher posthumer Neubebungen, der Abtragung. Gleichzeitig bildete sich am SO-Rand eine flache Einsenkung. Sie wuchs im Laufe der Trias zur jungen, alpinen Geosynklinale aus, unter schrittweiser Ausdehnung gegen Westen und Norden: in der Untertrias wurde der ganze süd- und der östliche Teil des oberostalpinen Gebiets von der Senkung erfaßt, die Mitteltrias zeigt letzteres ganz von der Senkung ergriffen, zur Obertrias wird auch noch das mittel- und unterostalpine einbezogen, und ebenso einzelne Teile im Süden des penninischen, wohl in Gestalt von Parallelrinnen. Im übrigen teilte das penninische und ebenso das helvetische Gebiet bis zum Ende der Triaszeit die Geschichte des Vorlandes. Die geosynklinale Senkung ging so langsam vor sich, daß die Sedimentation sie fast durchwegs kompensieren konnte; und da infolgedessen das Meer größtenteils sehr seicht blieb, machten sich auch alle größeren Regressionen in ähnlicher Weise fühlbar wie im Vorland — meist in extremster Form: in Eindampfung mit Gips- und Salzabscheidung. — Von der geosynklinalen Senkung abgesehen, bildet die Trias (und wohl in der Hauptsache auch schon das Perm) im wesentlichen eine Zeit tektonischer Ruhe — eine Erholungspause zwischen herzynischer und alpiner Gebirgsbildung. Mit der Wende zum Lias macht sich die letztere in den ersten sicheren, wenn auch wohl noch sehr sanften Auffaltungen fühlbar. Gleichzeitig erweitert sich die Geosynklinale durch Angliederung der penninischen, vom Oberjura ab auch der südhelvetischen Region. Die gleichzeitige Verstärkung ihres Einsinkens, darin ausgedrückt, daß die Sedimentation nicht mehr Schritt hält und im Oberjura auf weite Erstreckung sogar anscheinend abyssische Bildungen zum Absatz kommen, ist wohl größtenteils nur scheinbar —

bedingt durch das gleichzeitige sukzessive Ansteigen des Meeresspiegels, wie es die immer weitere Gebiete des Vorlandes verschlingenden Transgressionen erkennen lassen. Die ganze Jurazeit hindurch wiederholen sich die orogenetischen Vorgänge¹⁾ und leiten schließlich über zu der ersten großen Hauptphase des jungen, alpinen Zyklus in der mittleren Kreidezeit.

Durchaus nicht beistimmen kann ich, wie aus dem Gesagten hervorgeht, der viel zitierten Auffassung von HAUG, nach der sich Geosynklinale und Umland in bezug auf Transgressionen und Regressionen gegensätzlich verhalten sollten. STILLE hat bereits gezeigt, daß ein solches gegensätzliches Verhalten keineswegs als Regel zu betrachten ist, sondern als Ausnahme (80); und gerade für die Trias, die er als solchen Ausnahmefall gelten läßt, glaube ich hier vielmehr einen weitgehenden Parallelismus der Entwicklung gezeigt zu haben. Meiner Auffassung nach kann man die bestehenden Beziehungen am besten so formulieren: Transgressionen machen sich gegenüber dem Umland in der Geosynklinale verstärkt geltend, Regressionen mehr oder minder abgeschwächt. Es ist dies ein Ergebnis, das niemanden überraschen wird, der bedenkt, wie sich allgemeine Bewegungen des Meeresspiegels mit der lokalen Senkung des Geosynklinalbodens kombinieren müssen. Damit verschwindet aber leider auch das, was das „HAUGsche Gesetz“ so bestechend machte: die Möglichkeit einer plausiblen Erklärung für die großen weltumspannenden Transgressionen.

Bei alledem muß man jedoch absehen von der Vorstellung, wie sie z. B. den ARGANDSchen und STAUBSchen Synthesen zugrunde liegt: daß nämlich die alpine Geosynklinale ein persistierendes Gebilde gewesen sei. Sie ist vielmehr verhältnismäßig jugendlichen Alters: erst in der älteren Trias ist sie entstanden; eine gleichgerichtete herzynische Vorläuferin hat sie nicht gehabt — im Osten scheint diese, wie wir sahen, die junge Kette zu queren, und im Westen haben wir bisher überhaupt keinen Anhaltspunkt für die Annahme einer Geosynklinale, der die herzynischen Alpen entstiegen wären. Aber auch das läßt sich nicht behaupten, daß herzynische Bruchstücke den Verlauf der alpinen Geosynklinale bestimmt hätten. Das Gegenteil dürfte richtig sein: das Einsinken der letzteren hat Teile des herzynischen Gebirges mit hinabgezogen und damit seinen Teil dazu beigetragen, den stehenbleibenden Resten den Charakter „alter starrer Massen“ aufzuprägen (vgl. hierzu 63).

Ohne dies Ergebnis zunächst über die Alpen hinaus verallgemeinern zu wollen, möchte ich hier als Arbeitshypothese aussprechen: Die Einsenkung einer neuen Geosynklinale erfolgt ohne Rücksicht auf die an der Erdoberfläche sichtbare Struktur. Es

¹⁾ Womit nicht behauptet sein soll, daß sie sich stetig abgespielt haben müßten!

ist geradesogut möglich, daß sie Kettenteile der letztvorausgegangenen Faltung ergreift (ein anscheinend besonders häufiger Fall) wie deren Vorland; aber auch „alte Massen“, die durch geologische Zeitalter hindurch keinerlei Faltung erlitten haben, sind (im Gegensatz zu einer verbreiteten Annahme) keineswegs geschützt. Dies scheint das Beispiel der columbischen und venezolanischen Kordilleren (83) zu zeigen: ihre ganze Schichtfolge umfaßt über einer kristallinen Basis bloß eine kretazisch-tertiäre Serie — aber die Kreide allein erreicht 6—7 km Mächtigkeit (22)! Daß der kristalline Untergrund eine junge Metamorphose erlitten hätte, ist ausgeschlossen, denn die transgressive Auflagerung der Kreide ist deutlich; und für sein paläozoisches Alter fehlen Beweise. Mir scheint am wahrscheinlichsten, daß hier Streifen der kristallinen brasilischen Masse zu kretazischer Zeit geosynklynal versenkt worden sind. Analoge Beispiele gibt es vielleicht auch anderwärts, z. B. im Zagrosbogen, von dem schon SUESS den Eindruck eines gefalteten Stückes der Wüstentafel hatte.

Es scheint mir demnach nicht richtig — wenigstens nicht in dem Sinne wie es gewöhnlich verstanden wird — wenn man die Geosynklynalen als „labile“ Zonen den „stabilen“ Extrageosynklynalgebieten als etwas in seiner Struktur von vornherein Verschiedenes gegenüberstellt. „Labil“ geworden sind die ersteren erst von einem bestimmten Zeitpunkt ihrer Geschichte angefangen; eben von jenem, da die geosynklynale Einsenkung begann. Wir wissen nicht, ob irgendeinem Abschnitt des Kontinentalgebiets die Gewähr gegeben ist, daß er nicht bei der nächsten geosynklynalen Senkung mit zur Tiefe gezogen wird. Im allgemeinen scheinen ja wohl die neuen Geosynklynalen dem Verlauf der letztvorausgegangenen ungefähr zu folgen (vgl. besonders 44), wenn auch mit mancherlei Abweichungen und Überkreuzungen; daß dies aber nicht durchwegs gelten muß, zeigt das Beispiel der herzynischen Geosynklynal Ketten Europas in ihrem Verhältnis zu den kaledonischen, von deren Verlauf sie, soweit man das bis jetzt erkennen kann, weitgehend unabhängig sind.

Auch die häufig wiederholte Auffassung möchte ich zurückweisen, daß die Geosynklynale als „schwache Stelle der Erdkrinde“ oder vermöge des Gegensatzes ihrer „Plastizität“ zu der „Starrheit“ des einschließenden Rahmens gewissermaßen zur Faltung prädestiniert sei. In den Alpen besteht ein solcher Gegensatz nicht: ihr Untergrund ist der gleiche wie der ihres nördlichen Vorlandes (was im Süden, unter der adriatischen Senke liegt, wissen wir nicht¹⁾), nämlich herzynisches Faltenland. Nicht Vorbedingung der Orogenese ist die geosynklynale Senkung, sondern deren erste Stufe selbst. Damit im Einklang steht, daß die Auffaltung nicht allzu lange nach Beginn der Senkung sich mit ihren „embryonalen“ Phasen einstellt.

¹⁾ Denn die Anzeichen festen Landes dortselbst (vgl. besonders 85) hören mit der karnischen Stufe auf!

Selbstverständlich — das dürfte in diesem Zusammenhang ohne weiteres klar sein und ist auch schon öfters von anderer Seite (z. B. 15) ausgesprochen worden — ist es nicht das Gewicht der abgelagerten Sedimente, das die Geosynklinale isostatisch in die Tiefe drückt, sondern die Verhältnisse liegen gerade umgekehrt: die Senkung schafft erst das Becken, in dem für eine vermehrte Sedimentablagerung Gelegenheit besteht. Sonst wäre es nicht möglich, daß die erstere weiterdauerte, auch wenn kein oder fast kein Sediment abgelagert wird (ostalpiner Dogger!). Das Gewicht, dessen Last die Erdhaut zum Einsinken zwingt, kann ihr nicht oberflächlich aufgelagert — es muß ihr in der Tiefe angehängt sein — mag es sich nun um seitliche Verlagerung schwerer Massen handeln (44), oder um die volumenvermindernde Wirkung der Abkühlung, die zonenweise eine Tendenz zum Einsinken schafft. Aber auch die neue Anschauung ARGANDs verdient in Erwägung gezogen zu werden, wonach die geosynklinale Senkung die Folge einer Verdünnung der oberen, salischen Kruste, bedingt durch Zerrung wäre; dabei bleibt allerdings zu bedenken, daß wir anderwärts die salische Kruste auf Zerrung in anderer, un stetiger Weise reagieren sehen (afrikanische Gräben u. a.!).

Im übrigen aber können wir auf die Frage nach der geophysikalischen Bedingtheit der geosynklynen Senkung erst von der Zukunft eine Aufklärung erhoffen, ebenso wie derselben auch die Ausgestaltung des hier skizzierten Bildes in vielen Einzelheiten überlassen bleiben muß.

Literaturverzeichnis.

1. AHLBURG, Die Trias im südlichsten Oberschlesien. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 50, 1906.
2. P. ARBENZ, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1919, S. 246.
3. E. ARGAND, L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bull. Lab. géol. Lausanne 1909.
4. — —, Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. géol. Helv. XIV, 1916.
5. — —, La tectonique de l'Asie. C. R. XIII. Congr. géol. intern. Bruxelles 1922, S. 171.
6. AETHABER, FRECH, PHILIPPI, Lethaea mesozoica. Bd. I: Trias.
7. A. BITTNER, Bemerkungen zur Gliederung der alpinen Trias. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien 1896.
8. — —, Die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1897.
9. R. BRAUCHLI, Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, II, 1921.
- 9a. J. CADISCH, Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. Ecl. géol. Helv. XVII, 1923, S. 493.
10. H. P. CORNELIUS, Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 45, II, 1914.
11. — —, Über einige Probleme der Penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau XI, 1921, S. 289.

12. H. P. CORNELIUS, Vorläufige Mitteilung über geolog. Aufnahmen in der Piz d'Err-gruppe (Graubünden). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 50, III, 1923.
13. — — und M. FURLANI-CORNELIUS, Zur Geologie der Tuffe im Marmolata-gebiet. Centralbl. f. Min. 1924.
14. E. DACQUÉ, Geolog. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayr. Alpen. Landeskundl. Forschungen d. Geogr. Ges. München 15, 1912.
15. — —, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
16. W. DEECKE, Die alpine Geosynklinale. Neues Jahrb. f. Min. 1912, Beil.-Bd. 33, S. 831.
17. — —, Geologie von Baden I. Berlin 1916.
18. — —, Die Trias der Schweizer Alpen und damit zusammenhängende Fragen. Centralbl. f. Min. 1917, S. 5.
19. C. DIENER, Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien 92, 1915.
20. B. G. ESCHER, Über die praetriasische Faltung in den Westalpen (Diss. Zürich). Amsterdam 1911.
21. H. EUGSTER, Geologie der Ducangruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, III, 1923.
22. — —, Zur Geologie der columbianischen Ostkordilleren. Ecl. géol. Helv. 17, 1922, S. 251.
23. E. FRAAS, Die Bildung der germanischen Trias. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, 55, 1889.
24. — —, Die Scenerie der Alpen. Leipzig 1892.
25. S. FRANCHI, Il Reticco quale zone di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a „facies piemontese“ nell' Alta Valle di Susa. Boll. Com. geol. d'Italia XLI, 1910.
26. — —, L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del retico nell' alta Valle di Susa. Ebenda XLII, 1911.
27. G. GEYER, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 65, 1915 (1916), S. 177.
28. F. F. HAHN, Versuch einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1912.
29. — —, Grundzüge des Baues der Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913.
30. E. HAUG, Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. soc. géol. France, 3. série, 28, 1900, S. 617—711.
31. — —, Traité de géologie.
32. ALBERT HEIM, Geologie der Schweiz II. Leipzig 1922.
33. ARNOLD HEIM, Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau XIV, 1924.
34. F. HERITSCH, Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien 1919, Nr. 6.
35. — —, Geologie der Steiermark. Mitt. d. naturwiss. Vereins f. Steiermark 1922.
36. — —, Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923.
37. H. JENNY, Die alpine Faltung. Berlin 1924.
38. — —, G. FREISCHNECHT und J. KOPP, Geologie der Adula. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 51, 1923.
39. P. KELTSERBORN, Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone. Verh. d. naturf. Ges. Basel 1923.
40. W. KILIAN et CH. PUSSENOT, Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. C. R. Acad. sci. 155, 1912.
41. L. KOBER, Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1912.

42. L. KOBER, Der Bau der Erde. Berlin 1921.
43. W. KOCKEL, Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1923.
44. F. KOSSMAT, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl. 38, II, 1921.
45. R. LANG, Das Vindelizische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg 67, 1911, S. 218.
46. K. LEUCHS, Über Grundfragen alpiner Geologie. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1921.
47. — —, Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entstehungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. Ebenda 75, 1923, Monatsber. S. 100.
48. M. LUGEON, Sur deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes. C. R. Ac. des Sc., Paris 1911.
49. E. v. MOJSISOVICS, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
50. H. MOHR, Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 75, 1923, Monatsber. S. 114.
- 50a. — —, Ein geologisches Profil durch den Kulm bei Dellach im Oberdrautal nebst einigen Erwägungen über die Wurzelnatur des Kristallins nördlich des Draufusses. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien 1925, S. 96.
51. TH. OHNESORGE, Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1905, S. 393.
52. W. PAULCKE, Geologische Beobachtungen im helvetischen und lepontinischen Gebiet. Geol. Rundschau VI, 1915, S. 207.
53. K. A. PENECKE, Das Grazer Devon. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1893, S. 567.
54. PFEIFFER, Das vindelizische Land. Oehringen 1923.
55. J. v. PIA, Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 557.
56. H. RASSMUS, Über die Parallelisierung des deutschen und alpinen Muschelkalkes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1913, Monatsber. S. 239.
57. K. A. REISER, Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognost. Jahreshefte XXXIII, 1920, S. 57.
58. M. RICHTER, Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien 1923.
59. — —, Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 75, 1923, Monatsber. S. 198.
60. W. SALOMON, Die Adamellogruppe. Abh. d. Geol. Reichsanst. Wien 21, 1908.
61. B. SANDBER, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (erster Bericht). Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 82, 1911, S. 257.
62. — —, Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. Verh. d. Geol. Reichsanstalt Wien 1915.
63. R. SCHWINNER, Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. f. Vulkanologie V, 1920.
64. — —, Die Niederen Tauern. Geol. Rundschau XIV, 1923, S. 26 u. 155.
65. E. SPENGLER, Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstädter Salzberges im Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 68, 1918, S. 285.
66. — —, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1918.
67. — —, Das Aflenzer Triasgebiet. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Wien 1920.
68. — —, Aufnahmebericht im Jahresbericht des Direktors, Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien 1925.
69. A. SPITZ, Der Höllesteinzug bei Wien. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1910.

70. A. SPITZ, Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1919.
71. — — und G. DYHRENFURTH, Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und Stilsferjoch. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 44, 1916.
72. R. STAUB, Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich 1916.
73. — —, Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46, III, 1917.
74. — —, Geologische Karte der Val Bregaglia 1:50 000. Ebenda, Spezial-Karte 90, 1921.
75. — —, Der Bau der Alpen. Ebenda, N. F. 52, 1924.
76. G. STEINMANN, Die SCHARDTsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI, 1906, S. 18.
77. H. STILLE, Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Leipzig 1913.
78. — —, Alte und junge Sauntiefen. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1919.
79. — —, Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71, 1919, S. 164.
80. — —, Studien über Meeres- und Bodenschwankungen. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1922, S. 83.
81. A. STRIGEL, Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfäche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. Verh. d. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F. 12, 1912, S. 63, u. 13, 1914, S. 1.
82. D. STUR, Geologie der Steiermark. Graz 1871.
83. E. SUSS, Das Antlitz der Erde.
84. F. E. SUSS, Bau und Bild der böhmischen Masse.
85. A. TORNQUIST, Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.
86. — —, Beiträge zur Geologie der westlichen Mittelmeerländer. III. Die carbonische Granitbarre zwischen dem ozeanischen Triasmeer und dem europäischen Triasbinnenmeer. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. 20, S. 466.
87. — —, Die Gliederung und Fossilführung der außeralpinen Trias auf Sardinien. Sitz.-Ber. d. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 38, 1904, S. 1098.
88. D. TRÜMPY, Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46, II, 1917.
89. L. VAN WERVEKE, Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken der geologischen Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen und den angrenzenden Gebieten 1:200 000. Straßburg i. E. 1906.
90. E. WEGMANN, Zur Geologie der St. Bernhardecke im Val d'Hérens (Wallis). Bull. soc. neuchât. sci. nat. 1922.
91. A. WINKLER, Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Wien 70, 1920, S. 10.
92. — —, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, XVI, 1923, S. 1.
93. — —, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 132, 1923, S. 343—430.
94. S. v. WÖHRMANN, Alpine und außeralpine Trias. Neues Jahrb. f. Min. 1894, II.
95. F. ZYNDEL, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 41, I, 1912.

Druckfehlerberichtigung

zum 1. Teil von: H. P. CORNELIUS, Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung.

- S. 350, Zeile 17 v. u. lies: Möglichkeit statt: Möglichkeiten.
S. 356, „ 7 v. u. „ der früheren statt: des früheren.
S. 357, „ 1 v. u. „ aber eine in statt: aber in.
S. 360, „ 24 v. o. „ Gebieten statt: Gesteinen.
S. 362, „ 12 v. o. „ bezüglich der Ursachen des statt: bezüglich der.
S. 363, „ 11 v. o. „ älteres statt: ältere.
S. 366, „ 7 v. o. „ des Trigonodusdolomits statt: der Trigonodusdolomite.
S. 366, „ 6 v. u. „ gestörten statt: zerstörten.
S. 369, „ 21 v. u. „ vielmehr statt: vielfach.
S. 370, „ 2 v. u. „ einem statt: seinem.
S. 371, „ 6 v. u. „ (34) statt: (51).
-